

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA

Dottorato di ricerca in Colture Erbacee AGR/02

XIX Ciclo 2003–2006

STUDIO
DELLE PROPRIETÀ IDROLOGICHE
IN SUOLI AGRARI

Coordinatore del dottorato:

Dottorando:

Prof. GIOVANNI TODERI

Dr. FIORENZO SALVATORELLI

Tutori:

Prof. PAOLA ROSSI

Dr. MARCO BITTELLI

Facoltà di Agraria

Dipartimento di Scienze e Tecnologie Agroambientali

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare la Prof. Paola Rossi Pisa e il Dr. Marco Bittelli per il loro sostegno morale, scientifico, e per avermi seguito in modo continuativo durante la mia formazione. Un ringraziamento al Prof. Markus Flury ed alla Prof. Joan Wu per la loro accoglienza durante la mia permanenza presso la Washington State University, Pullman, WA, (USA), nell'ambito del Programma Marco Polo. Sono particolarmente grato al Dr. Nicola Gaspari, una persona ed un tecnico formidabile da tutti i punti di vista, a Luca Rapparini per l'assistenza tecnica che ci ha fornito durante l'installazione della stazione sperimentale e al Prof. Gilmo Vianello per la descrizione pedologica del sito.

Infine, desidero ricordare il ruolo fondamentale della mia famiglia e dei miei nonni, per il loro affetto ed il loro sostegno durante questi anni di studio.

Indice

Indice	i
Elenco delle figure	iii
1 Introduzione	1
2 Dinamica delle proprietà idrologiche del suolo per lo studio delle frane superficiali	4
2.1 Riassunto	4
2.2 Introduzione	5
2.3 Descrizione del sito	6
2.4 Misure	7
2.5 Calibrazione dei sensori a dissipazione di calore per misure di poten- ziale idrico nel suolo	16
2.6 Misure di campo	19
2.6.1 Misure delle proprietà idrologiche del suolo	19
2.6.2 Sistema di acquisizione dati a distanza tramite trasmissione via satellite	21

2.6.3	Misura e localizzazione del piano di rottura	21
2.7	Risultati	26
2.7.1	Cavo deformazione di massa	26
2.7.2	Proprietà idrologiche del suolo	28
2.8	Conclusioni	32
3	Correzione della misura del contenuto idrico tramite TDR in suoli conduttivi	33
3.1	Riassunto	33
3.2	Introduzione	34
3.3	Teoria	38
3.3.1	Permittività	38
3.3.2	Analisi del tempo di attraversamento	39
3.3.3	Correzione della permittività apparente	40
3.3.4	Analisi della permittività apparente per mezzo di modelli dielettrici	42
3.4	Materiali e Metodi	43
3.5	Risultati e Discussione	45
3.6	Conclusioni	51
4	Conclusioni generali	52
	Bibliografia	54

Elenco delle figure

2.1	Foto area del bacino Centonara, con sistema idrografico sovrainpostato.	8
2.2	Foto del profilo pedologico all'interno della stazione sperimentale. . .	10
2.3	Schema per la descrizione del modello di versante infinito.	11
2.4	Schema sperimentale della stazione di monitoraggio.	13
2.5	Foto di un pluviometro ed un sensore di temperatura ed umidità. . .	14
2.6	Andamento della temperatura massima, minima e precipitazione giornaliera.	15
2.7	Calibrazione delle sonde a dissipazione di calore, in stufa (foto in alto) ed in acqua (foto in basso).	18
2.8	Strumentazione presente nella stazione di monitoraggio per misurare le proprietà idrologiche del suolo.	20
2.9	Installazione del cavo di deformazione di massa (TDR) in un foro riempito con una miscela di cemento-acqua-bentonite.	22
2.10	Punti di una forma d'onda per un cavo di deformazione di massa. . .	24
2.11	Mappa del centonara dove sono segnalate le posizioni dei cavi. . . .	25

2.12	Tracce del segnale TDR acquisite nel sito sperimentale, dove si possono osservare due piani di rottura a -0.8 e -1.5m, nel periodo tra marzo ed agosto 2006.	27
2.13	Contenuto idrico nel suolo e potenziale idrico nel suolo come funzione del tempo per due profili Monte e Valle. I punti tondi pieni sono dati di contenuto idrico nel suolo, mentre i triangoli vuoti sono dati di potenziale idrico nel suolo. Il rettangolo trasparente dove troviamo scritto PF (Periodo della frattura), mostra il periodo in cui si é verificata la frattura da marzo ad agosto 2006.	29
2.14	Istogramma per il profilo a Valle che descrive la distribuzione del potenziale idrico nel suolo. Le cinque classi di categoria rappresentano la frequenza del potenziale idrico per cinque intervalli differenti di potenziale idrico, durante tutto il periodo sperimentale.	31
3.1	Valori giornalieri della permittività apparente e dei contenuti idrici nel suolo misurati con il TDR, per il suolo argilloso di Ozzano (Bologna) a tre differenti profondità. Il contenuto idrico gravimetrico é stato moltiplicato per la densità apparente del suolo per ottenere il contenuto idrico volumetrico.	37
3.2	Cilindro di suolo per fare la densità apparente	44
3.3	Permittività apparente misurata dal TDR, permittività reale ottenuta dall'equazione 3.3.11 e conducibilità elettrica misurata dal TDR come funzione del tempo.	46

3.4	Contenuto idrico misurato dal TDR (contenuto idrico non corretto) e corretto del suolo. Il contenuto idrico corretto del suolo é stato ottenuto applicando l'algoritmo di Topp, usando la permittività reale ottenuta dall'equazione 3.3.11.	49
3.5	Parte reale ed immaginaria della permittività apparente misurata dal TDR, come funzione del contenuto idrico.	50

Capitolo 1

Introduzione

Il suolo é un sistema derivante dall'azione più o meno prolungata e combinata di agenti climatici e biologici, inclusi quelli antropici, sulla porzione più superficiale, emersa o semiemersa, della crosta terrestre [*Cavazza e Patruno* 2005].

Tra le proprietà originatesi, quelle pedologiche ed idrologiche sono di rilevante importanza per un alto numero di fenomeni. Tra questi risulta la stabilità del suolo stesso quando esso é soggetto a forze che possono determinare fenomeni franosi.

La ricerca presentata in questa tesi di dottorato é articolata in due argomenti, focalizzando l'attenzione sull'analisi delle proprietà idrologiche in un suolo agrario.

Il primo argomento riguarda lo studio delle proprietà idrologiche e pedologiche, nel sito sperimentale di Ozzano dell'Emilia (Bologna), al fine di studiare i fenomeni franosi. Tale attività di studio portata avanti in questa tesi, é stata inserita all'interno del Progetto SLID (Shallow Landslides Investigation Device), facente parte del Progetto LIFE della Commissione Europea. Questa ricerca é mirata allo studio, a diverse scale, dell'effetto delle proprietà geo-meccaniche, idrologiche e colturali sul fenomeno della formazione di frane superficiali. La determinazione di tali fenomeni

é infatti influenzata da molte variabili, quali l'apporto di pioggia, lo spessore dello strato di suolo, la pendenza del versante, l'idrologia sottosuperficiale e la copertura vegetale [Dietrich *et al.* 2001]. Si studiano i fenomeni idrologici e meccanici che contribuiscono ad innescare le frane superficiali. Recenti ricerche hanno sottolineato l'importanza del movimento dell'acqua nel suolo, dell'infiltrazione, dei flussi sottosuperficiali, dell'altezza di falda e del drenaggio, sulla stabilità di versante. Quindi un ruolo importante in questo fenomeno é dato dalla dinamica della zona insatura del suolo. Per poter analizzare con accuratezza questi meccanismi é necessaria ottenere un'acquisizione di dati idrologici a grande scala spaziale e temporale. Queste informazioni di carattere idrologico possono essere poi utilizzate come input in modelli di simulazione utilizzati per la previsione della suscettibilità dei versanti alle frane.

Il secondo argomento, riguardo il problema della attendibilità dei dati di contenuto idrico in suoli ad elevato contenuto in argilla, ottenuti con il metodo della riflettometria nel dominio del tempo (TDR). In questo studio si é confermato quanto riscontrato da altri ricercatori, che in suolo con elevato contenuto in argilla i dati di TDR sovrastimavano i valori di contenuto idrico del suolo, quando confrontati con il metodo classico della misura gravimetrica. In questo studio si é affrontato e risolto il problema, con una dettagliata analisi dielettrica della misura, permettendo quindi di correggere la sovrastima, attraverso l'analisi della permittività apparente che é alla base del calcolo di contenuto idrico tramite l'uso del TDR. La permittività é descritta da un numero complesso, dove si ha una parte reale che considera l'energia contenuta nel materiale dielettrico, mentre la parte immaginaria considera le perdite di energia per dissipazione e dispersione. Quando le perdite dielettriche si possono

trascurare, la permittività apparente misurata dal TDR rappresenta la parte reale, mentre in materiali conduttivi (come i suoli argillosi e quelli salini), la componente immaginaria non può essere trascurata, quindi deve essere sottratta alla permittività apparente, per poter utilizzare questo valore per calcolare il contenuto idrico.

Capitolo 2

Dinamica delle proprietà idrologiche del suolo per lo studio delle frane superficiali

2.1 Riassunto

In questo capitolo si descrive una stazione sperimentale integrata per misurare le proprietà idrologiche nel suolo ed il piano di rottura nelle frane superficiali.

L'utilizzo di diverse tecniche sperimentali permette di valutare le interazioni fra l'idrologia del suolo e le sue proprietà meccaniche, conoscenze necessarie per valutare e prevedere i fenomeni di dissesto. La stazione sperimentale fornisce una misura in continuo delle variabili meteorologiche, del contenuto idrico, del potenziale idrico e di stabilità di versante. La stabilità di versante é misurata tramite l'uso di cavi di deformazione di massa, installati verticalmente per rilevare le potenziali fratture nel suolo. Poichè l'area di studio é ad alto rischio di frane, si é infatti verificata una frattura durante il periodo sperimentale, mostrando l'efficacia della stazione per tali applicazioni.

Parole chiave: *Frane superficiali, Contenuto idrico nel suolo, Potenziale idrico nel suolo, Cavo deformazione di massa, idrologia dell'insaturo.*

2.2 Introduzione

La capacità di studiare i fenomeni franosi é importante per prevenire danni alla popolazione, all'ambiente, all'agricoltura, alle costruzioni e ad altre strutture civili. L'evento franoso, dipende da una combinazione di molte variabili quali l'apporto di pioggia, l'intensità di pioggia, lo spessore dello strato di suolo, la pendenza, l'idrologia sottosuperficiale e la copertura vegetale [Dietrich et al. 2001].

I fenomeni idrologici che determinano variazioni della pressione (potenziale) dell'acqua nel suolo, quali l'infiltrazione verticale, i flussi laterali sottosuperficiali, il ruscellamento e le variazioni dell'altezza di falda, sono anch'essi determinanti per la stabilità dei versanti [Torres et al. 1998]. Numerose prove di campo sul movimento dell'acqua hanno indicato inoltre che i flussi verticali nei macropori [Jarvis 1991, Jarvis 1994] e per vie preferenziali [Flury et al. 1994, Hendricks e Flury 2001], possono contribuire ad elevate portate d'acqua, non altrimenti quantificabili da stime di flussi calcolati assumendo che il sistema sia un *continuum*.

I flussi laterali inoltre contribuiscono, insieme alla precipitazione, alla ricarica della falda freatica come indicato da Zaslavsky e Rogowsky [1969] e da Hewlett e Hibbert [1963]. L'importanza dei flussi laterali e della conducibilità idrica laterale, é stata studiata da Brooks et al. [2004], indicando che questo parametro ha un effetto significativo nella determinazione della grandezza del flusso.

In generale, recenti studi sulla stabilità dei versanti, hanno indicato che la zona dinamica insatura svolge un ruolo fondamentale nella determinazione della grandezza del carico sulla pressione dei pori e quindi sulla stabilità dei pendii [Torres *et al.* 1998]. Quindi i processi idrologici svolgono un ruolo chiave nella formazione delle frane e debbono essere misurati, in molti casi con un'acquisizione dei dati in tempo reale per la possibile previsione ed allarme [Dietrich *et al.* 2001].

Queste informazioni di carattere idrologico sono anche necessarie per corroborare modelli di simulazione di previsione della suscettibilità dei versanti, che necessitano diversi dati di input [Dietrich *et al.* 1995].

In questo studio descriviamo una stazione sperimentale integrata per misurare simultaneamente dati meteorologici, proprietà idrologiche e proprietà geo-meccaniche in tempo reale, con acquisizione dati a distanza mediante trasmissione satellitare.

I dati forniti dalla stazione possono essere usati per lo studio delle dinamiche di distacco delle frane e per parametrizzare l'idrologia del suolo e quindi fornire input ai modelli.

2.3 Descrizione del sito

Il luogo di studio é sito nell'azienda agraria sperimentale ($44^{\circ}28'$ N, $11^{\circ}28'$ E) dell'Università di Bologna, che é localizzata nel bacino del Centonara, a sud-est di Bologna, (Figura 2.1). L'altitudine é di 148 m. a.s.l. La geologia é un deposito alluvionale del pleistocene superiore, con uno strato indifferenziato di argilla di morene ed un deposito più recente di sabbie gialle [Farabegoli *et al.* 1994]. I suoli originati

da questo materiale sono classificati come Inceptisuoli e Vertisuoli. L'area di studio é una delle porzioni geologicamente più complesse dell'appennino padano [*Castellarin et al.* 1985, *Cremonini e Farabegoli* 1990, *Bettelli e Panini* 1992], dove si hanno dei suoli alloctoni a struttura caotica indifferenziata (argille scagliose) con suoli autoctoni della successione umbro-marchigiana romagnola.

2.4 Misure

La stazione sperimentale é stata installata su un Vertisuolo, classificato come Aquic Haploxerert cromico smectitico, calcareo, mesico. Il versante presenta una pendenza del 25% ed un'alta percentuale di argilla 60%. Tali condizioni creano suscettibilità di questi versanti alla formazione di frane superficiali. Il suolo è stato classificato dal punto di vista pedologico, come descritto nella Tabella 2.1. La figura 2.2 mostra una foto del profilo del suolo il giorno della classificazione pedologica.

La determinazione della litologia e delle proprietà fisiche del suolo é stata realizzata con una campagna di perforazioni. Con l'indagine pedologica ci si é spinti fino a -3m, dove si ha ancora la presenza di un'orizzonte di tipo Bg, senza aver trovato l'orizzonte di formazione del suolo. La tabella 2.2 mostra le proprietà del suolo in questo sito. Il contenuto elevato di argilla e la composizione mineralogica di essa (principalmente vermiculite e smectite) causa i fenomeni di rigonfiamento, con la formazione di crepe e fessure durante il periodo estivo. L'area sperimentale é caratterizzata da una vegetazione spontanea e indigena, costituita da specie arbustive (cespugli) ed erbacee. Con queste caratteristiche geologiche é difficile utilizzare l'equazione 2.4.1

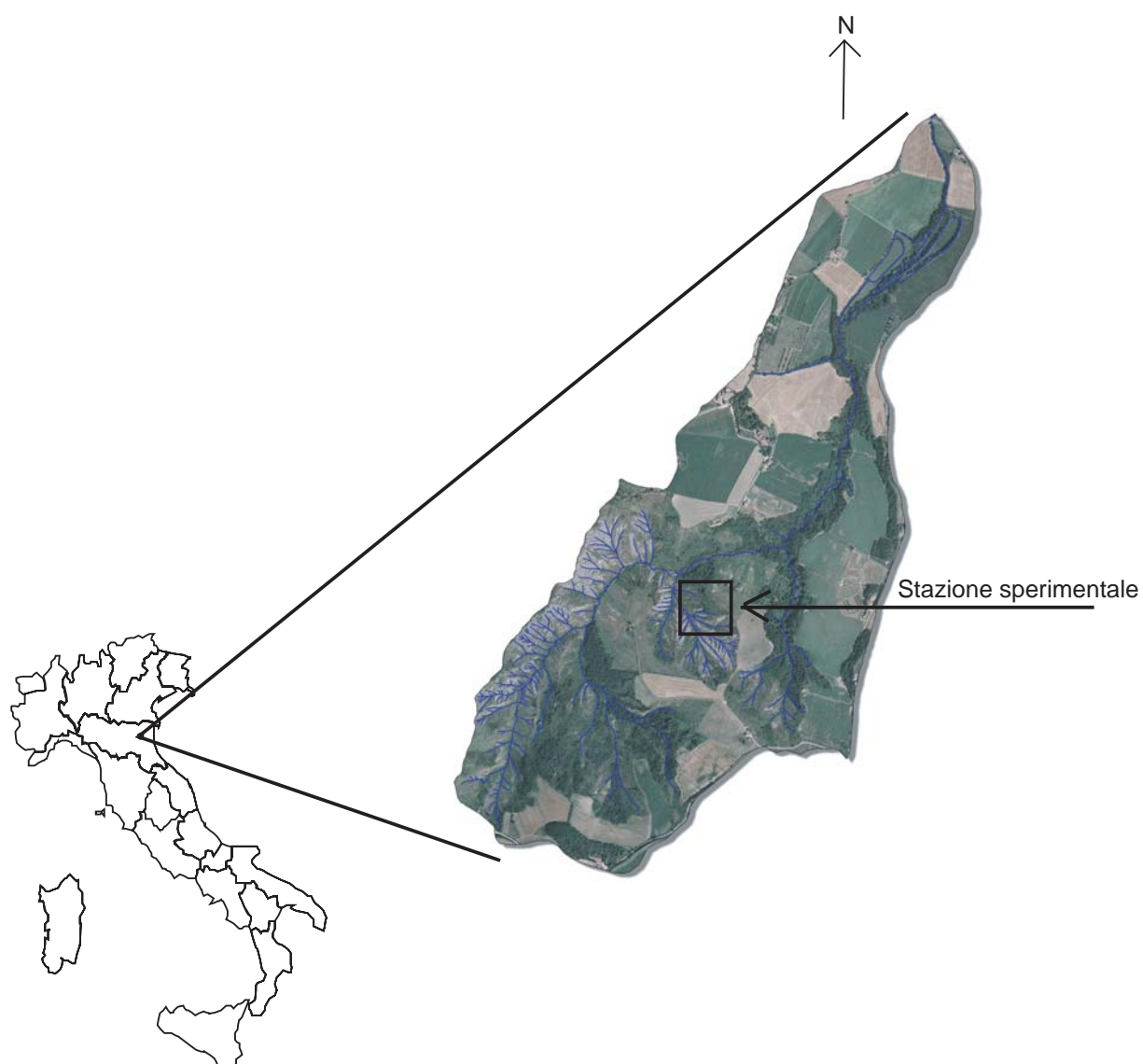


Figura 2.1: Foto area del bacino Centonara, con sistema idrografico sovrainpostato.

Tabella 2.1: Descrizione pedologica.

Orizzonte	Descrizione
Oi	Lettiera pressochè assente.
A1	0–8/12 cm; argilloso; scheletro scarso piccolo sub angolare; colore bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4 secco) e bruno oliva (2.5Y 4/3 umido); struttura poliedrica sub angolare fine a debole grado di aggregazione, plastico e leggermente appiccicoso; radici scarse molto fini con andamento sub orizzontale; effervescenza all'HCl forte; pH 8; limite chiaro ondulato.
A2	8/12–30 cm; argilloso; scheletro scarso piccolo angolare; colore bruno oliva chiaro (2.5Y 5/3 secco e umido); struttura poliedrica sub angolare media con moderato grado di aggregazione, moderatamente plastico e poco appiccicoso; radici scarse molto fini ad andamento sub orizzontale; pellicole di carbonato bianche ben distinte localizzate sulle facce degli aggregati; effervescenza all'HCl forte; pH 8; limite abrupto lineare.
B	30–70 cm; argilloso; scheletro scarso piccolo sub angolare; colore bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4 secco e umido); struttura poliedrica sub angolare media a moderato grado di aggregazione, plastico e appiccicoso; radici assenti, pellicole organiche e carbonatiche scarse e di limitato spessore; noduletti scarsi e piccoli ferro mangesiferi; qualche accenno a facce di pressione; effervescenza all'HCl forte (apparentemente meno che nell'orizzonte sovrastante); pH 8; limite abrupto lineare.
Bw	70–83 cm; argilloso; colore bruno oliva chiaro (2.5Y 5/6 secco e umido); screziature comuni piccole distinte chiare grigie (2.5Y 5/1) e giallo oliva (2.5Y 6/6); struttura prismica da grossolana a molto grossolana con forte grado di aggregazione; radici assenti; pellicole ferro mangesifere poche con alcuni granuli di Fe; granuli piccoli e pochi di carbonati; effervescenza all'HCl molto forte; pH 7.5; limite abrupto lineare.
Bg	83–120+ cm; argilloso; scheletro scarso piccolo angolare; colore giallo (2.5Y 7/6 secco e umido); screziature abbondanti ben distinte grigie (2.5Y 6/1); struttura prismica media con moderato grado di aggregazione; molto plastica e appiccicosa; radici assenti; effervescenza all'HCl molto forte; pH 7.5; limite abrupto lineare.



Figura 2.2: Foto del profilo pedologico all'interno della stazione sperimentale.

del versante infinito perchè non si può parlare di roccia madre o piano di scorrimento per rappresentare questi fenomeni franosi [Casadei et al. 2003]:

$$FS = \frac{C' + (D\rho_s - h_w\rho_w)g \cos^2 \beta \tan \phi'}{\rho_s g D \sin \beta \cos \beta} \quad (2.4.1)$$

dove FS é il fattore di sicurezza, C' (N m^{-2}) é il fattore di coesione, D (m) é l'altezza del suolo, ρ_s (kg m^{-2}) é la densità apparente del suolo, h_w (m) é l'altezza della zona satura nel suolo, ρ_w (kg m^{-2}) é la densità apparente dell'acqua, g (9.81 m s^{-1}) é l'accelerazione di gravità, β é l'inclinazione topografica della superficie del suolo e ϕ' é l'angolo di frizione. La figura 2.3 mostra uno schema sulla stabilità di versante.

La stazione é stata installata su un suolo dove sono state scavate due trincee distanti 4m. La misura delle proprietà idrologiche del suolo viene fatto in due differenti profili, Profilo 1 a Monte e Profilo 2 a Valle, perché risulta necessario per quantificare il flusso verticale così come il flusso laterale sottosuperficiale.

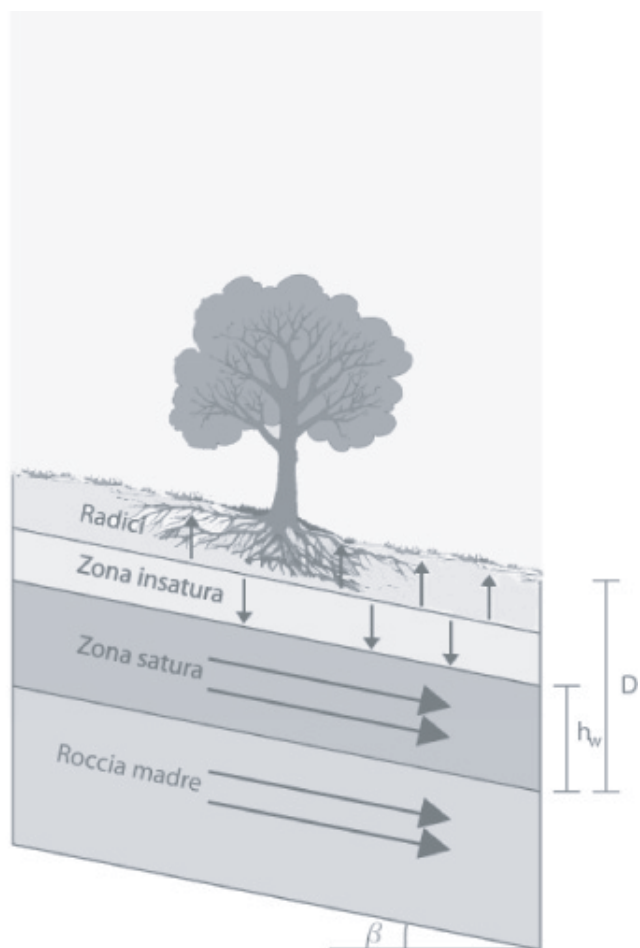


Figura 2.3: Schema per la descrizione del modello di versante infinito.

Tabella 2.2: Proprietà fisiche ed idrologiche di un suolo argilloso sito ad Ozzano (Bologna), per quattro strati differenti del suolo.

Proprietà	0-0.25m	0.25-0.45m	0.45-0.85m	0.85-1.65m
Sabbia, % in peso	16	17	15	16
Limo, % in peso	24	23	27	38
Argilla, % in peso	60	60	58	46
Densità apparente, (Kg m ⁻³)	1420	1400	1330	1420
θ_s , (m ³ m ⁻³)	0.59	0.57	0.52	0.55

La figura 2.4 mostra uno schema della stazione sperimentale.

Per caratterizzare sia il clima sia per poter ottenere dei dati termo-pluviometrici, sono stati installati due strumenti, un pluviometro per misure di precipitazione, ed un sensore per la misura della temperatura e dell'umidità relativa dell'aria (Figura 2.5).

Nella figura 2.6 si può osservare l'andamento climatico nei due anni di sperimentazione, caratterizzato da un 2005 con 1062mm di pioggia mentre un 2006 con 737mm. Si nota come si verificano degli eventi brevi ma di forte intensità, nel periodo estivo-autunnale, i quali possono innescare fenomeni di dissesto idrogeologico.

Il monitoraggio in continuo delle variabili meteorologiche, del contenuto idrico nel suolo, del potenziale idrico nel suolo e stabilità del suolo sono state eseguite in sito. In questa tesi il potenziale idrico é espresso come valore assoluto, in quanto il

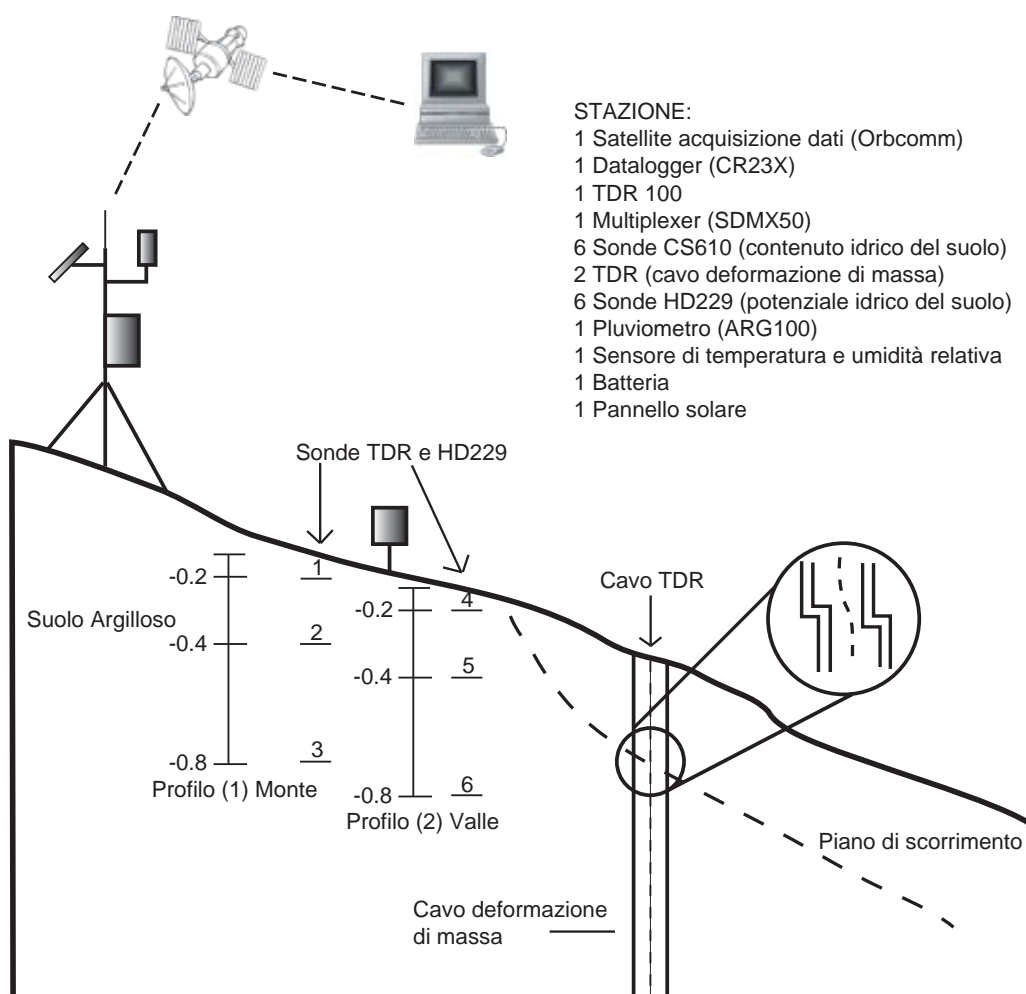


Figura 2.4: Schema sperimentale della stazione di monitoraggio.



Figura 2.5: Foto di un pluviometro ed un sensore di temperatura ed umidità.

potenziale é solitamente espresso con il segno negativo che indica che le forze che agiscono sull'acqua nel suolo, operano nella direzione di diminuzione del potenziale.

Questo sito è stato dotato di una stazione sperimentale integrata, che raccoglie automaticamente i dati con un datalogger e li trasmette via satellite ad un computer. Per questo studio sono stati utilizzati i dati raccolti da ottobre 2004 ad ottobre 2006, mentre la stazione é ancora attiva.

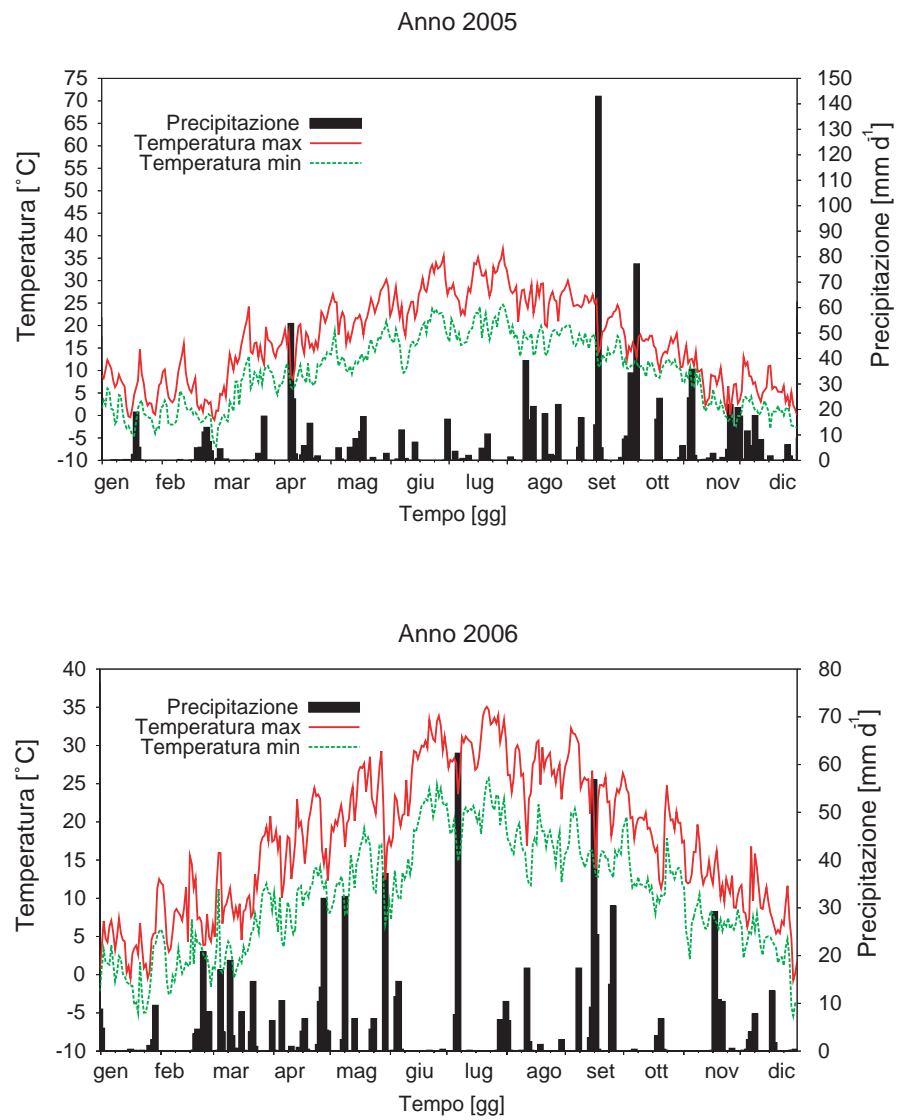


Figura 2.6: Andamento della temperatura massima, minima e precipitazione giornaliera.

2.5 Calibrazione dei sensori a dissipazione di calore per misure di potenziale idrico nel suolo

I sensori a dissipazione di calore (HD229, Campbell Scientific Inc.) forniscono una misura indiretta del potenziale idrico matriciale nel suolo, con un range che varia da 10 a 100000 J kg⁻¹ [Flint et al. 2002]. I sensori sono costituiti da una resistenza (la quale viene attraversata da una corrente per scaldarla) ed un sensore di temperatura presenti all'interno di un materiale poroso (ceramica), il quale raggiunge l'equilibrio con il suolo circostante. L'acqua si mette in equilibrio di potenziale tra il materiale poroso e il suolo circostante.

La dissipazione di calore del materiale é proporzionale al suo potenziale idrico. La dissipazione di calore (originato dalla resistenza soggetta ad un flusso di corrente per un determinato tempo) viene misurata tramite la differenza di temperatura tra l'inizio e la fine dell'intervallo di tempo ΔT . Il tasso di dissipazione di calore varia con la conducibilità termica e la diffusività della ceramica, ed é controllato dal potenziale idrico. A potenziali elevati (suoli a minor contenuto idrico) si ha maggiore dissipazione di calore. La variazione di temperatura ΔT dipendente dal tempo necessario da parte di una sorgente di calore per attraversare un mezzo infinito, é approssimata dall'equazione 2.5.1, modificata da Shiozawa e Campbell [1990]:

$$\Delta T = T_f - T_o = \left(\frac{q}{4\pi k} \right) \ln(t_f - t_o) \quad (2.5.1)$$

dove T_o (°C) é la temperature iniziale, T_f (°C) é la temperatura finale, q (W m⁻¹) é il calore di input, k (W m⁻¹ °C⁻¹) é la conducibilità termica, t_o (s) é il tempo

iniziale e t_f (s) é il tempo finale.

$$T^* = \frac{\Delta T_a - \Delta T}{\Delta T_a - \Delta T_b} \quad (2.5.2)$$

dove T^* é un parametro adimensionale, T_a é la temperatura misurata dalla sonda in asciutto e T_b é la temperatura misurata dalla sonda in un ambiente saturo d'acqua. Questi parametri sono stati ottenuti mettendo prima le sonde in stufa a 65 °C, poi in un ambiente saturo d'acqua dove é stata applicata una depressione per saturare con acqua i pori della ceramica (Figura 2.7).

In entrambi i casi i sensori venivano monitorati con un datalogger fino al raggiungimento di un valore stazionario di temperatura Tabella 2.3. Tale calibrazione é necessaria per la variabilità che si ha tra le diverse sonde. Infine per calcolare il potenziale idrico del suolo si utilizza la seguente equazione 2.5.3:

$$\psi = \psi_o \left(T^{*- \frac{1}{m}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \quad (2.5.3)$$

dove ψ é il potenziale matriciale (J kg^{-1}), ψ_o é il potenziale d'entrata dell'aria nella ceramica pari a 56 J kg^{-1} , T^* é un parametro adimensionale descritto nell'equazione 2.5.2, mentre $n = 1.0$ ed $m = 0.45$ sono parametri di fitting [Flint et al. 2002].

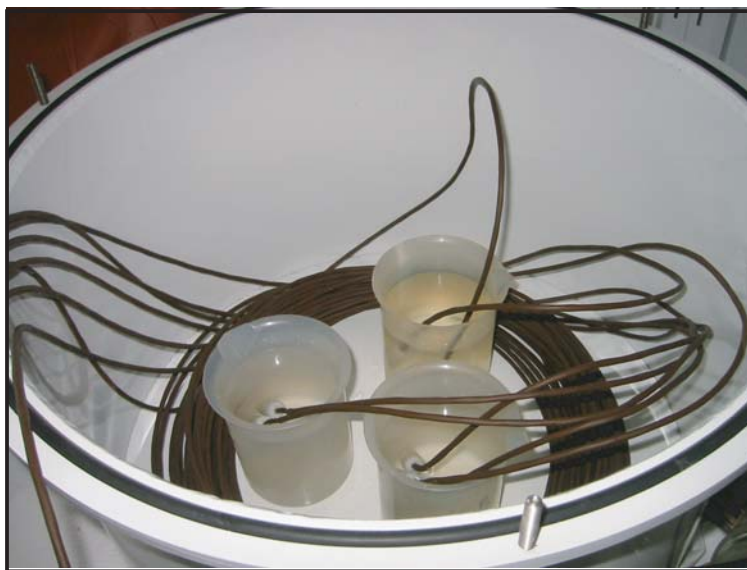


Figura 2.7: Calibrazione delle sonde a dissipazione di calore, in stufa (foto in alto) ed in acqua (foto in basso).

Tabella 2.3: Dati di calibrazione delle sonde a dissipazione di calore (HD229).

Sonda	Profondità (m)	Ta (°C)	Tb (°C)
1	-0.2	2.85	0.90
2	-0.4	2.80	0.87
3	-0.8	2.84	0.86

2.6 Misure di campo

2.6.1 Misure delle proprietà idrologiche del suolo

Il contenuto idrico nel suolo é stato misurato con un sistema a riflettometria nel dominio del tempo TDR (TDR100, Campbell Scientific Inc.), il quale ci ha consentito di avere delle misure di permittività dielettrica (ϵ) e di conducibilità elettrica (σ). L'acquisizione dei dati é stata effettuata a intervalli di 1 ora mediante un datalogger (CR23X, Campbell Scientific Inc.) collegato al TDR100. I sensori utilizzati sono delle sonde a tre aste di 15cm di lunghezza (CS610, Campbell Scientific Inc.), posizionate a 3 differenti profondità di -0.2m, -0.4m e -0.8m (Figura 2.8). La misura di permittività dielettrica ottenuta dal TDR é stata convertita in contenuto idrico tramite l'equazione di *Topp et al.* [1980].

Il potenziale idrico nel suolo é stato monitorato con 3 sensori a dissipazione di calore (HD229, Campbell Scientific Inc.) per ogni profilo, e posizionati alle stesse profondità delle sonde TDR (Figura 2.8).

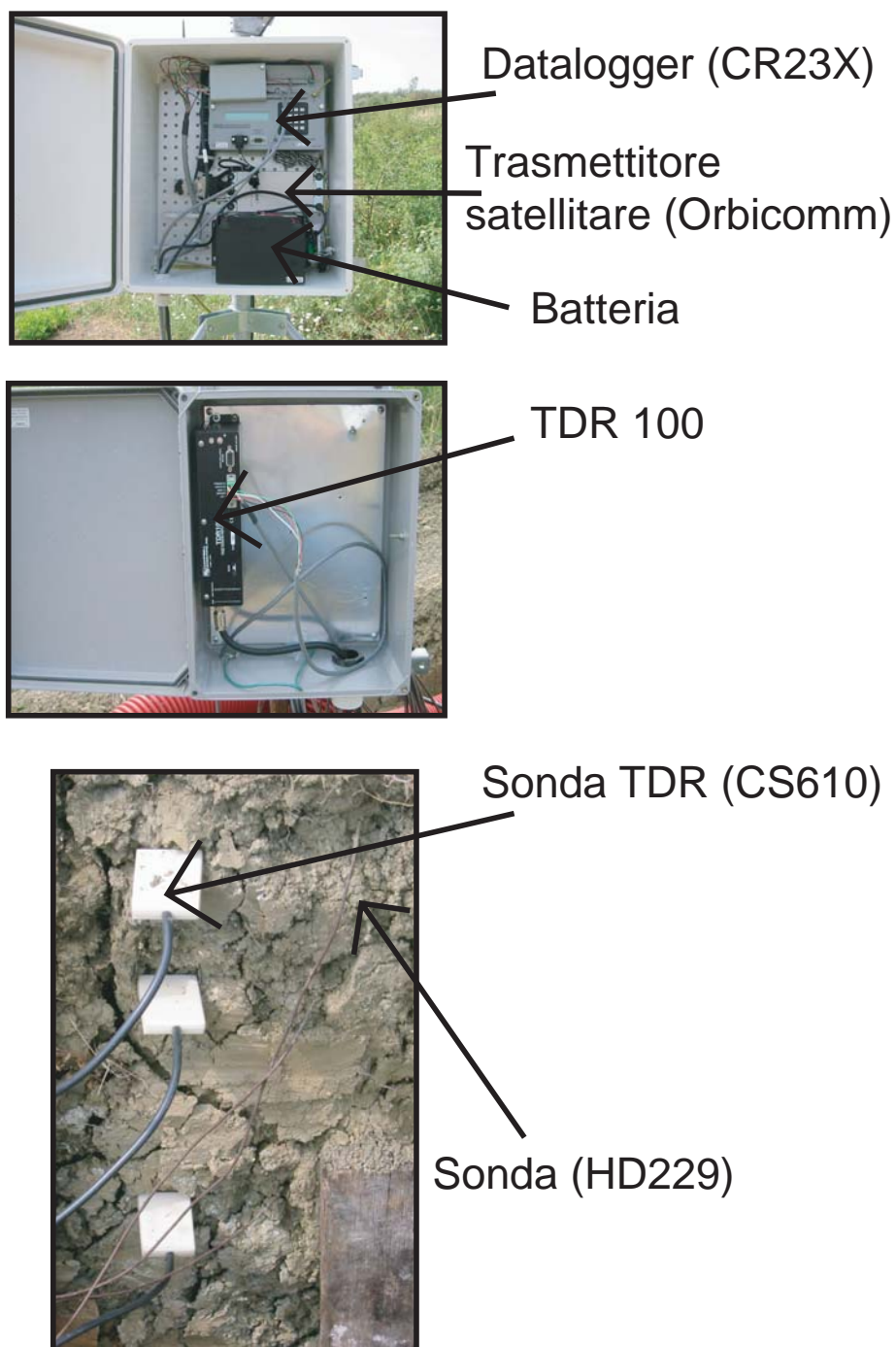


Figura 2.8: Strumentazione presente nella stazione di monitoraggio per misurare le proprietà idrologiche del suolo.

2.6.2 Sistema di acquisizione dati a distanza tramite trasmissione via satellite

I dati sono stati acquisiti con il datalogger e trasmessi al trasmettitore satellitare Orbcomm (KX G7100, Orbcomm). Particolari e specifiche tecniche sulla trasmissione dei dati tramite il sistema Orbcomm, é possibile consultare i protocolli sul sito <http://www.orbcomm.com/>. I dati venivano trasmessi giornalmente, ad un indirizzo e-mail presso il Dipartimento di Scienze e Tecnologie Agroambientali (Università di Bologna).

2.6.3 Misura e localizzazione del piano di rottura

Per localizzare il piano di rottura e la profondità del piano di scorrimento delle frane, é stato utilizzato un sistema basato sulla lettura della variazione di impedenza di un cavo coassiale inserito nel suolo. Quando il cavo viene deformato dal movimento della massa del suolo, é possibile rilevare una variazione di impedenza (e di forma d'onda) sul cavo stesso.

Il sistema é basato sull'inserzione di un cavo coassiale in un foro realizzato nel suolo e circondato da una malta che quando solidifica sostiene al suo interno il cavo. La malta é formata da una miscela di cemento di Portland, acqua e bentonite con i seguenti rapporti in peso di 1 (cemento), 2.5 (acqua) e 0.3 (bentonite). Questa miscela é utilizzata per suoli argillosi, mentre altre proporzioni devono essere utilizzate per altri tipi di suolo, come descritto da *Mikkelsen* [2000]. La figura 2.9 mostra l'installazione di un cavo coassiale in un foro riempito con la malta.



Figura 2.9: Installazione del cavo di deformazione di massa (TDR) in un foro riempito con una miscela di cemento–acqua–bentonite.

Quando la massa del suolo rompe il cilindro di malta ad una determinata profondità, si ha la deformazione del cavo [Dowding e Huang 1994, Dowding et al. 2003]. Il cambiamento nell'impedenza del cavo dovuto alla frattura é rilevato con un *cable-tester*, analogo a quello usato per la misura con il TDR.

Nel nostro caso si é utilizzati un Tektronix della (Campbell Scientific Inc.), a cui é collegato un datalogger (CR10, Campbell Sci. Inc.) per poter acquisire le forme d'onda dei cavi. Qui di seguito riportiamo un esempio di calcolo della distanza per

stabilire a che profondità si é verificata la frattura nel suolo (Equazione 2.6.1).

$$i = d \frac{n}{p_n} = 0.04m \quad (2.6.1)$$

dove i (m) é l'incremento tra un punto e l'altro della forma d'onda letta dal *cable-tester*, $d = 1m$ é la larghezza di ogni finestra che si visualizza sull'asse delle ascisse nel monitor del Tektronix, $n = 10$ é il numero totale di finestre che si visualizzano sull'asse delle ascisse nel monitor del Tektronix e $p_n = 251$ é il numero di punti acquisiti per realizzare la forma d'onda. Ottenendo l'incremento di spazio tra un punto e l'altro si può calcolare la distanza della frattura, (Figura 2.10).

In questo studio, un cavo coassiale (cavo di deformazione di massa), é stato inglobato dalla malta in un foro profondo 3m, in 4 posizioni differenti, (Figura 2.11). Due cavi sono stati posizionati all'interno della stazione di monitoraggio, dove si ha una pendenza del 25%, con le seguenti coordinate ($44^{\circ}24'49.6953''$ N, $11^{\circ}28'06.0334''$ E), mentre gli altri due cavi sono stati pozionati in un'area ad alto rischio di frane con pendenza del 15% e con le seguenti coordinate: terzo cavo ($44^{\circ}24'35.0252''$ N, $11^{\circ}28'24.9926''$ E) e quarto cavo ($44^{\circ}24'35.2164''$ N, $11^{\circ}28'23.6444''$ E).

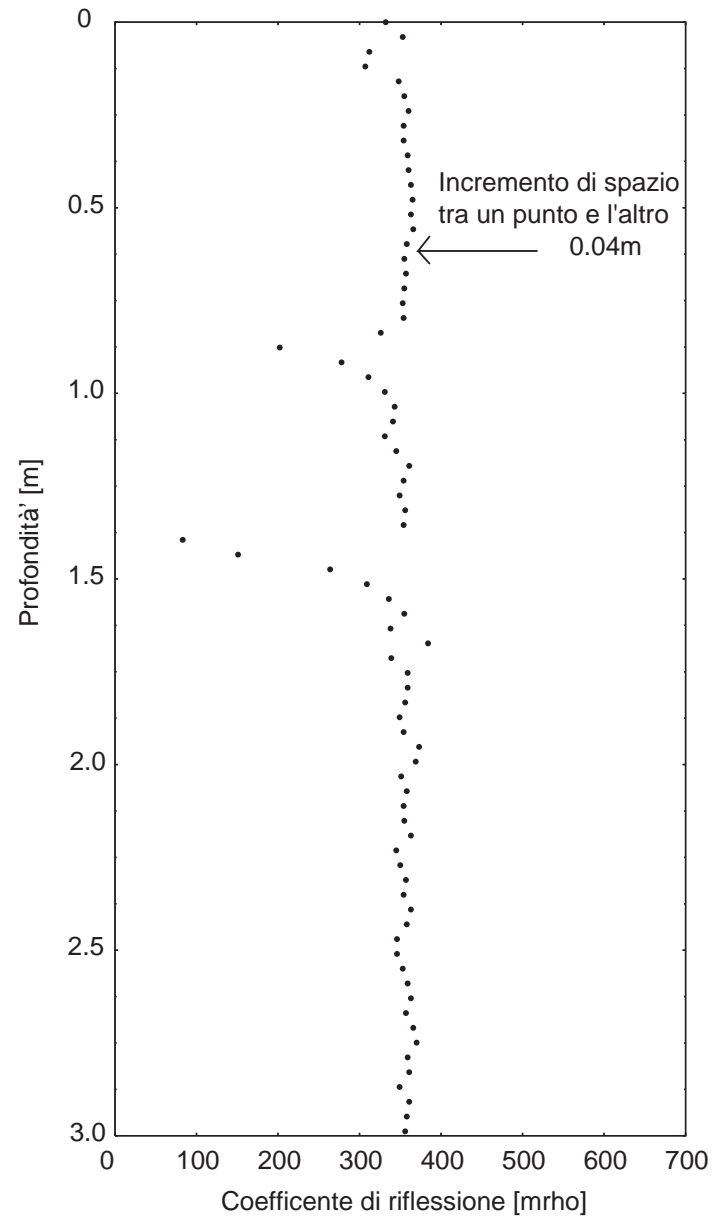


Figura 2.10: Punti di una forma d'onda per un cavo di deformazione di massa.

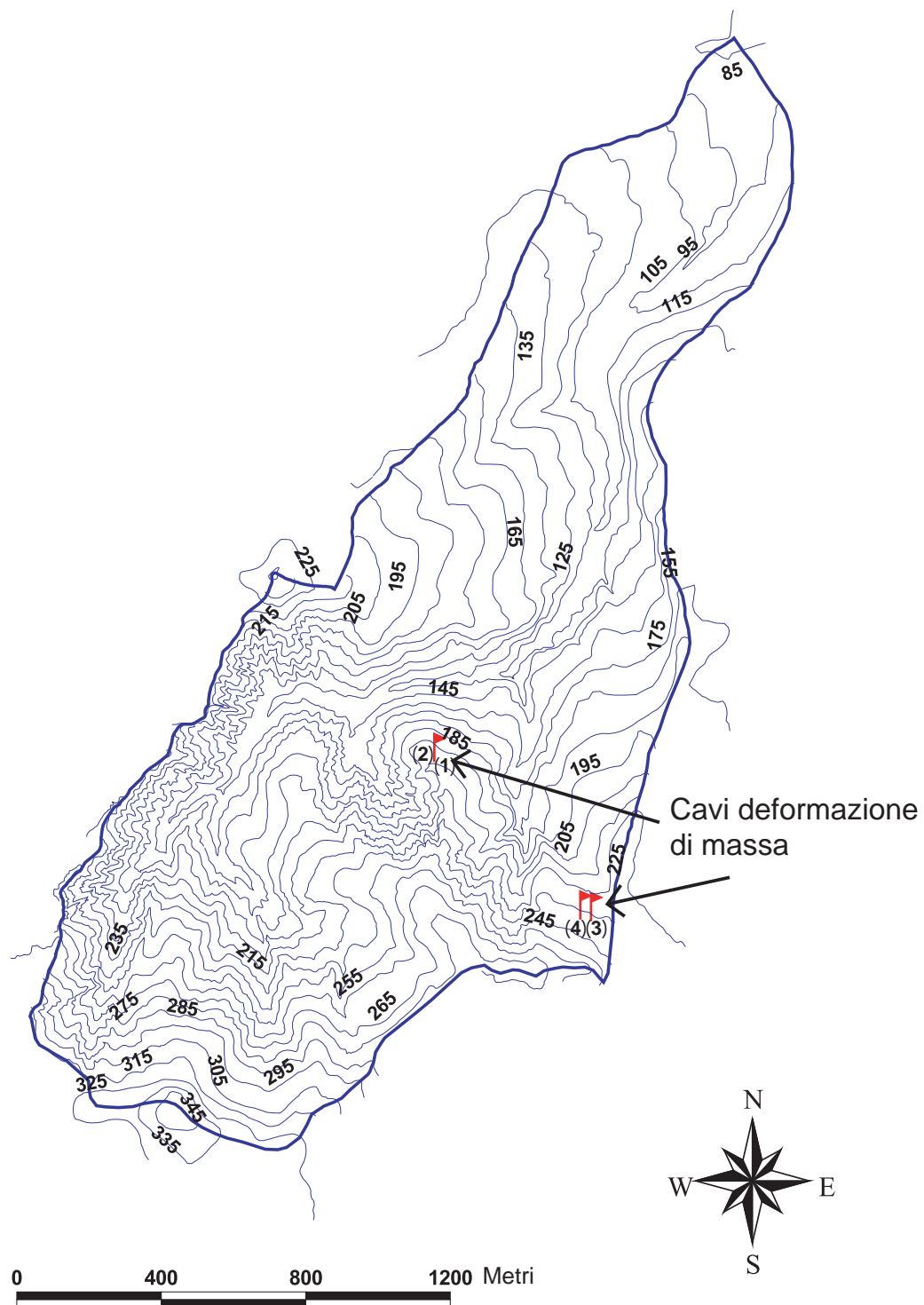


Figura 2.11: Mappa del centonara dove sono segnalate le posizioni dei cavi.

2.7 Risultati

2.7.1 Cavo deformazione di massa

L'uso dei cavi TDR ha consentito di rilevare due fratture nel secondo cavo presente all'interno della stazione di monitoraggio, ad una profondità di ≈ -0.8 e -1.5 m verificatesi nel periodo marzo–agosto 2006 (Figura 2.12). Quando il cavo è soggetto ad una deformazione, la riflessione è caratterizzata da un cambio di impedenza (rottura), causata da un movimento del suolo che indica il piano di scorrimento della frana. Durante la sperimentazione sono stati installati diversi cavi all'interno del bacino del rio Centonara, il cavo mostrato in figura 2.12 è posizionato all'interno della stazione sperimentale. L'aspetto interessante di questa analisi è la possibilità di identificare la profondità della frattura che dipende dalle caratteristiche idrologiche e meccaniche del suolo.

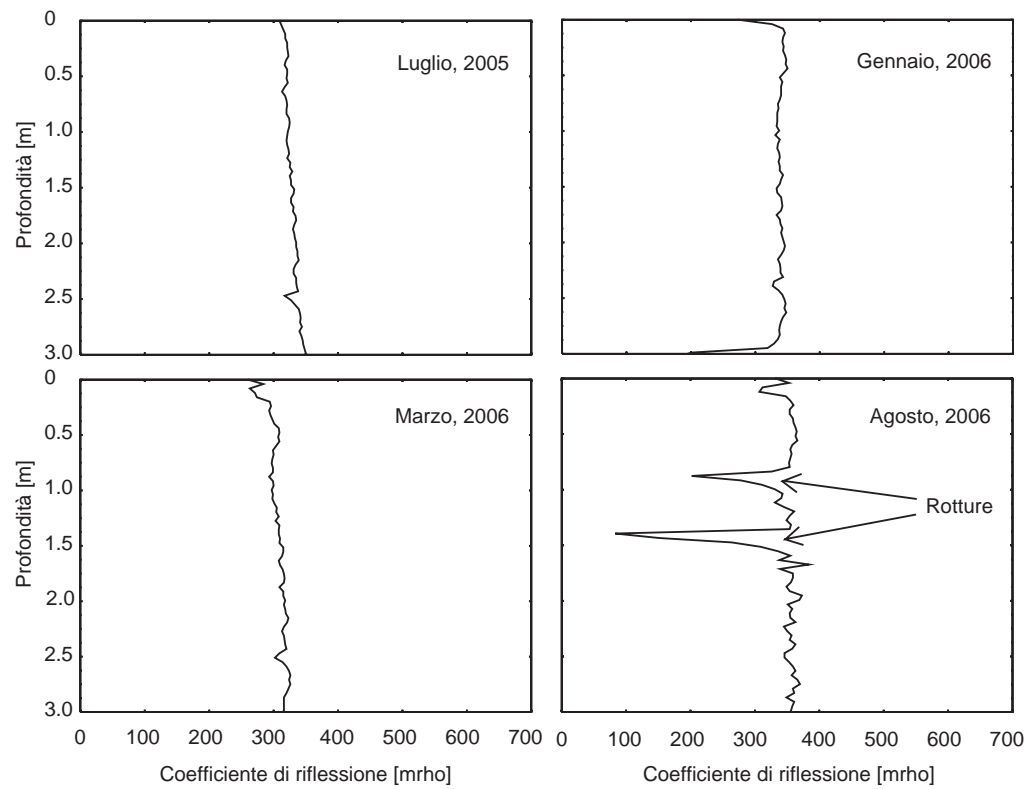


Figura 2.12: Tracce del segnale TDR acquisite nel sito sperimentale, dove si possono osservare due piani di rottura a -0.8 e -1.5m, nel periodo tra marzo ed agosto 2006.

2.7.2 Proprietà idrologiche del suolo

La figura 2.13 descrive dati di contenuto idrico e di potenziale nel suolo in funzione del tempo per tre differenti profondità e in due profili, Profilo 1 a Monte e Profilo 2 a Valle. I dati descrivono un comportamento speculare con la diminuzione del contenuto idrico nel suolo quando il potenziale idrico aumenta e viceversa.

Tale comportamento é dovuto alla relazione inversa tra il contenuto idrico ed il potenziale, ottenendo quindi una curva di ritenzione idrica del suolo, in continuo.

Nel profilo a Valle alla profondità di -0.8m si hanno dei dati sparsi di contenuto idrico del suolo rispetto all'altro profilo, questo può essere dovuto ad un contatto incompleto tra il suolo ed il sensore. Le due fratture si sono verificate vicino al profilo a Valle, a due profondità di -0.8 e -1.5m. Nel profilo a Valle alle due profondità di -0.2 e -0.4m, evidenziano un'oscillazione del potenziale idrico nel suolo, non rilevato nel profilo a Monte, questo può aver causato la rottura del cavo. Effettivamente, é stato osservato che una risposta veloce nella zona insatura, dovuto a brevi ed intensi eventi di pioggia, può innescare l'instabilità del pendio, dovute a repentine oscillazioni della pressione nei pori [Torres *et al.* 1998].

La figura 2.14 mostra degli istogrammi con la distribuzione del potenziale idrico del suolo a tre differenti profondità, per il profilo a Valle. Questo tipo di analisi non é stato possibile per il profilo a Monte, perchè il sensore a -0.8m si é rotto nell'estate del 2005. La frequenza é stata ottenuta dividendo il numero di giorni in cui il potenziale idrico era compreso tra determinati intervalli di potenziale, a quella profondità, per il numero totale di giorni di tutto il periodo sperimentale

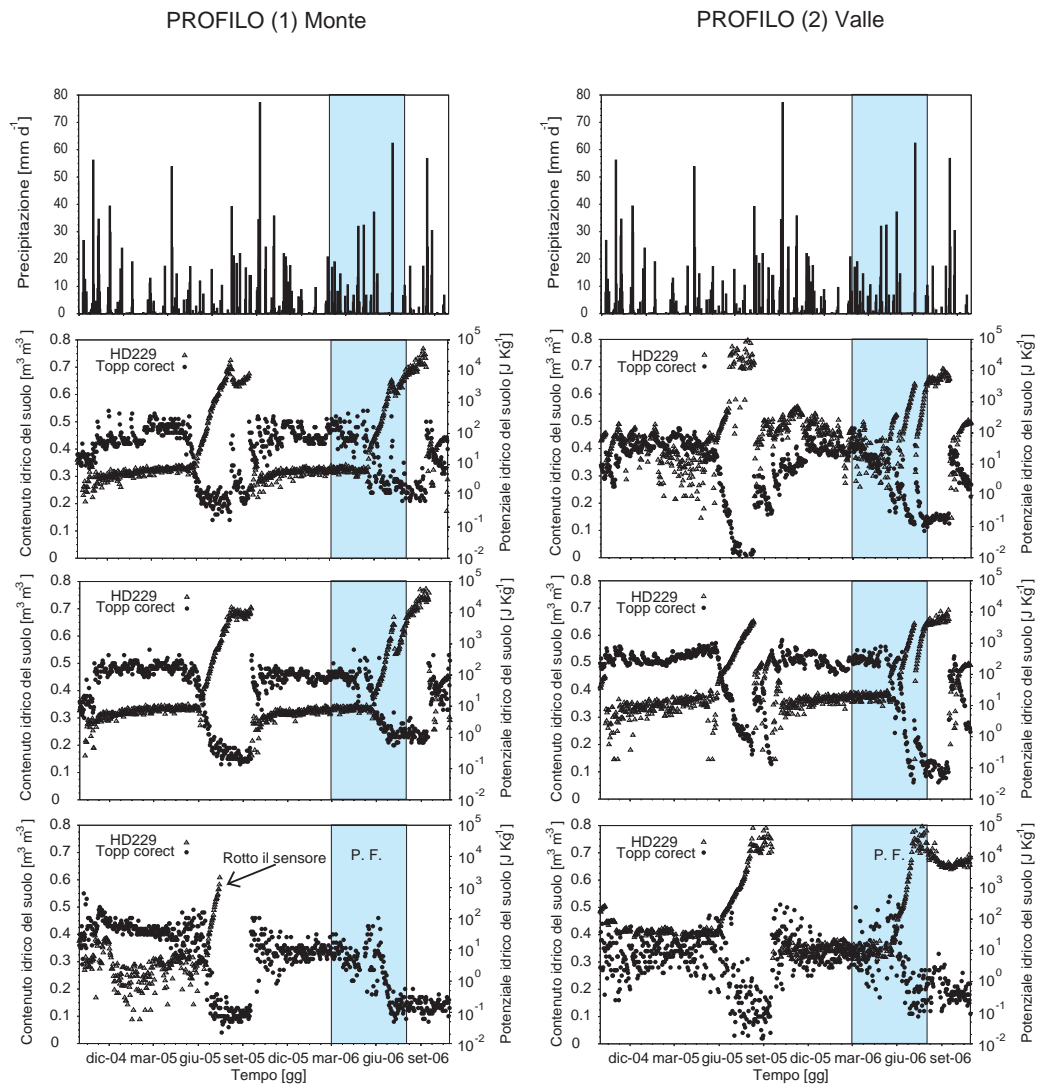


Figura 2.13: Contenuto idrico nel suolo e potenziale idrico nel suolo come funzione del tempo per due profili Monte e Valle. I punti tondi pieni sono dati di contenuto idrico nel suolo, mentre i triangoli vuoti sono dati di potenziale idrico nel suolo. Il rettangolo trasparente dove troviamo scritto PF (Periodo della frattura), mostra il periodo in cui si é verificata la frattura da marzo ad agosto 2006.

(753 giorni). Tale analisi ha voluto evidenziare lo stato idrologico del suolo, al fine di analizzare quali intervalli di potenziale possono essere responsabili dei fenomeni franosi e in quali condizioni.

La distribuzione della frequenza per l'intervallo di 10^1 – 10^2 J kg⁻¹, mette in evidenza che il suolo é stato per il $\sim 40\%$ del tempo in condizioni umide, vicine o alla capacità di campo variabile tra 10 e 30 J kg⁻¹ [Hillel 1982], con scarse differenze tra i vari strati. Questi risultati descrivono un suolo poco permeabile, che mantiene alti contenuti idrici per lunghi periodi dell'anno, come si vede anche nella (Figura 2.13). Il ricarico di falda é quindi lento, facendo escludere le oscillazioni di altezza di falda come principale responsabile del fenomeno franoso. Le forti oscillazioni di potenziale e contenuto idrico specialmente nel periodo primaverile–estivo sono probabilmente imputabili a flussi preferenziali dovuti alla presenza di crepe e fessure, generate dal fenomeno di rigonfiamento, tipico dei suoli argillosi.

Questo ci permette di sottolineare la probabile inefficacia dell'equazione del versante infinito in queste condizioni e la necessità invece di monitorare in dettaglio le variazioni di potenziale idrico del suolo e di sviluppare altri modelli di stabilità dei versanti.

Infatti il modello del versante infinito considera l'altezza della falda al di sopra del piano di scorrimento, come contributo supplementare agli effetti gravitazionali dovuti alla massa del volume del suolo. Tuttavia, l'equazione non considera il contributo dato dal potenziale allo spostamento del suolo. Inoltre in questi situazioni geologiche non possiamo parlare di roccia madre o piano di scorrimento all'interfaccia tra suolo e roccia madre [Casadei et al. 2003], ma piuttosto che il piano di scorrimento si é

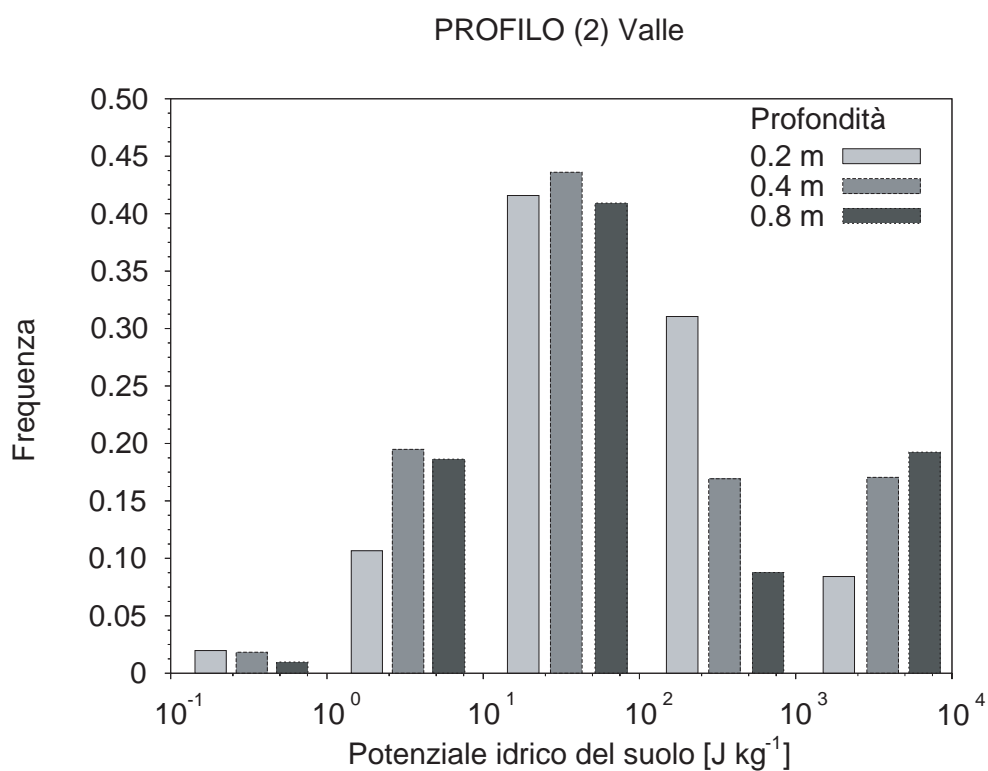


Figura 2.14: Istogramma per il profilo a Valle che descrive la distribuzione del potenziale idrico nel suolo. Le cinque classi di categoria rappresentano la frequenza del potenziale idrico per cinque intervalli differenti di potenziale idrico, durante tutto il periodo sperimentale.

verificato all'interno del volume del suolo (Figura 2.12).

La diminuzione del contenuto idrico nel suolo durante il periodo estivo é principalmente dovuto all'evaporazione e alla traspirazione da parte del suolo e della vegetazione naturale.

L'intervallo tra 10^0 – 10^1 J kg⁻¹, che corrisponde a valori più vicino alla saturazione, presenta una frequenza di $\sim 20\%$, per -0.4 e -0.8m di profondità.

L'intervallo vicino alla saturazione 10^{-1} – 10^0 J kg⁻¹ si é verificato per pochi giorni nel corso dei due anni di dati, confermando l'importante contributo dei flussi preferenziali in queste condizioni.

2.8 Conclusioni

In questo capitolo é stata presentata una stazione sperimentale integrata per illustrare varie tecnologie applicative in grado di misurare le proprietà idrologiche nella zona insatura del suolo, per valutare il fenomeno delle frane superficiali.

I risultati mostrano che il sistema TDR può essere usato sia per controllare il contenuto idrico nel suolo, che per rilevare a che profondità si é avuta la frattura, fornendo delle informazioni sull'effetto generato dal potenziale e contenuto idrico nel suolo, così come sul periodo e la profondità della rottura.

Inoltre sono importanti le informazioni sul potenziale idrico nel suolo per valutare l'effetto delle pressioni idrauliche sul comportamento delle frane. Queste informazioni possono essere usate per mettere a punto e sperimentare vari modelli di previsione delle frane superficiali.

Capitolo 3

Correzione della misura del contenuto idrico tramite TDR in suoli conduttivi

3.1 Riassunto

La riflettometria nel dominio del tempo (TDR) é una tecnica utilizzata per misurare il contenuto idrico nel suolo.

L'assunzione principale sulla quale si basa questa tecnica é quella che le perdite dielettriche del sistema siano trascurabili, quindi che solo la componente reale (ϵ_r) determini il valore della permittività apparente (ϵ_a) misurata dal TDR.

Questa condizione non é però valida per suoli dove le superfici sono altamente conduttive (suoli argillosi) o dove sono presenti alte concentrazioni di elettroliti nella soluzione del suolo (suoli salini) perchè in queste circostanze il contributo della componente immaginaria (ϵ_i) diventa importante. Uno degli effetti principali delle perdite dielettriche sulla misura di TDR è la sovrastima del contenuto idrico nel suolo. In questo studio presentiamo una metodologia per separare la parte reale da quella immaginaria nella misura della permittività apparente e quindi correggere la

sovrastima del contenuto idrico nel suolo. Questa metodologia é stata applicata su dati raccolti nella stazione di monitoraggio descritta nel capitolo 2.

Parole chiave: *Riflettometria nel dominio del tempo (TDR), Permittività dielettrica, Conducibilità elettrica.*

3.2 Introduzione

La riflettometria nel dominio del tempo é un metodo utilizzato per la misura del contenuto idrico del suolo. Il TDR sfrutta la differenza di permittività dielettrica tra la fase solida (minerali del terreno e materia organica), quella liquida e quella gassosa. L'acqua liquida pura (alle frequenze di operatività del TDR), ha una permittività di circa 80 (che varia con la temperatura e la soluzione elettrolitica), l'aria ha una permittività di ≈ 1 mentre la fase solida varia da 4 a 10 [Hallikainen et al. 1985, Wraith e Or 1999]. Questo contrasto rende la permittività molto sensibile anche a piccole variazioni di contenuto idrico. La misura della permittività é usata per ottenere il contenuto idrico volumetrico attraverso varie curve di calibrazione [Topp et al. 1980, Roth et al. 1990].

La permittività é descritta da un numero complesso, dove la parte reale (ϵ_r) descrive l'energia contenuta nel materiale dielettrico, mentre la parte immaginaria (ϵ_i) descrive le perdite per dispersione e dissipazione. Quando le perdite dielettriche sono trascurabili, la permittività apparente misurata dal TDR (ϵ_a) rappresenta la parte reale della permittività.

Tuttavia, quando le misure di TDR sono realizzate su materiali conduttivi quale argilla o suoli salini, la componente immaginaria non può più essere trascurata, poiché ϵ_a é determinata sia dalla parte reale che da quella immaginaria [Topp *et al.* 2000]. Molti autori hanno segnalato che il contributo della parte immaginaria alla permittività apparente misurata (ϵ_a), origina una sovrastima eccessiva di contenuto idrico [Dalton 1992, Bridge *et al.* 1996, Wyseure *et al.* 1997]. Per quanto riguarda le fonti delle perdite dielettriche, Topp *et al.* [2000] ha precisato che le perdite dielettriche e le perdite conduttive non dipendono dalle differenti fonti della conducibilità, che siano date dalle superfici argillose o dagli elettroliti nella soluzione circolante del suolo, quindi permettendo di affrontare il problema misurando la conducibilità elettrica del materiale come indicatore delle perdite del sistema.

La motivazione di questo studio inoltre é motivato dai risultati ottenuti dalla stazione presentata nel capitolo 2, dove fu evidenziata una sovrastima del contenuto idrico quando i dati di TDR erano confrontati con quelli gravimetrici.

Un esperimento preliminare per verificare l'uso di due comuni sistemi di TDR , il Tektronix 1502C (Tektronix Inc., Beaverton, OR) ed il TDR100 (Campbell Scientific Inc., Logan, UT), hanno mostrato due problemi importanti, entrambi relativi alla dispersione di energia nel materiale altamente conduttivo.

Il primo problema riguardava la lunghezza della sonda. Usando una sonda lunga 30cm (CS610, Campbell Sci. L'inc) le forme d'onda raccolte erano piatte.

Riducendo la lunghezza della sonda della metà (quindi riducendo la dispersione di energia seguendo la linea più corta nella trasmissione), il secondo punto di flessione era allora rilevabile e il sistema TDR poteva essere usato con successo per misurare

il tempo di attraversamento dell'onda sulla sonda (i particolari sono forniti nella sezione dei materiali e metodi).

Il secondo problema riguardava i dati di contenuto idrico. Dopo l'installazione del sistema TDR, un'analisi della permittività apparente e del calcolo del contenuto idrico, hanno rivelato una sovrastima considerevole del contenuto idrico.

La figura 3.1 mostra la permittività apparente misurata ed il contenuto idrico misurato dal TDR (ottenuto usando due curve di calibrazione, quella di *Topp et al.* [1980] ed quella di *Roth et al.* [1990]) prima della correzione. Mentre tentando di applicare le differenti curve di calibrazione disponibili é apparso chiaro che il suolo argilloso induce alti valori di ϵ_a , con conseguente sovrastimata del contenuto idrico.

La prima opzione possibile, sarebbe stata quella di derivare una nuova curva di calibrazione o di derivare nuovi parametri per le curve di calibrazione esistenti, *i.e.*, per l'equazione di Topp [*Topp et al.* 1980]. Altri autori [*Bridge et al.* 1996] hanno proposto diversi parametri (ottenuti da nuove calibrazioni) per il polinomio di Topp per tre suoli argillosi del Queensland, in Australia. Tuttavia, questi parametri sono stati effettuati su pochi suoli e non rappresentano il comportamento dielettrico che é la causa della sovrastima dell' ϵ_a . Quindi tali approcci sono paliativi e possono essere validi solo per il sito di calibrazione, ma non affrontano il problema dal punto di vista della sua base fisica.

In questa tesi presentiamo una metodologia utilizzabile per la correzione di dati TDR in suoli conduttivi, basata sulla separazione della parte reale da quella immaginaria, per ottenere le misure corrette di contenuto idrico.

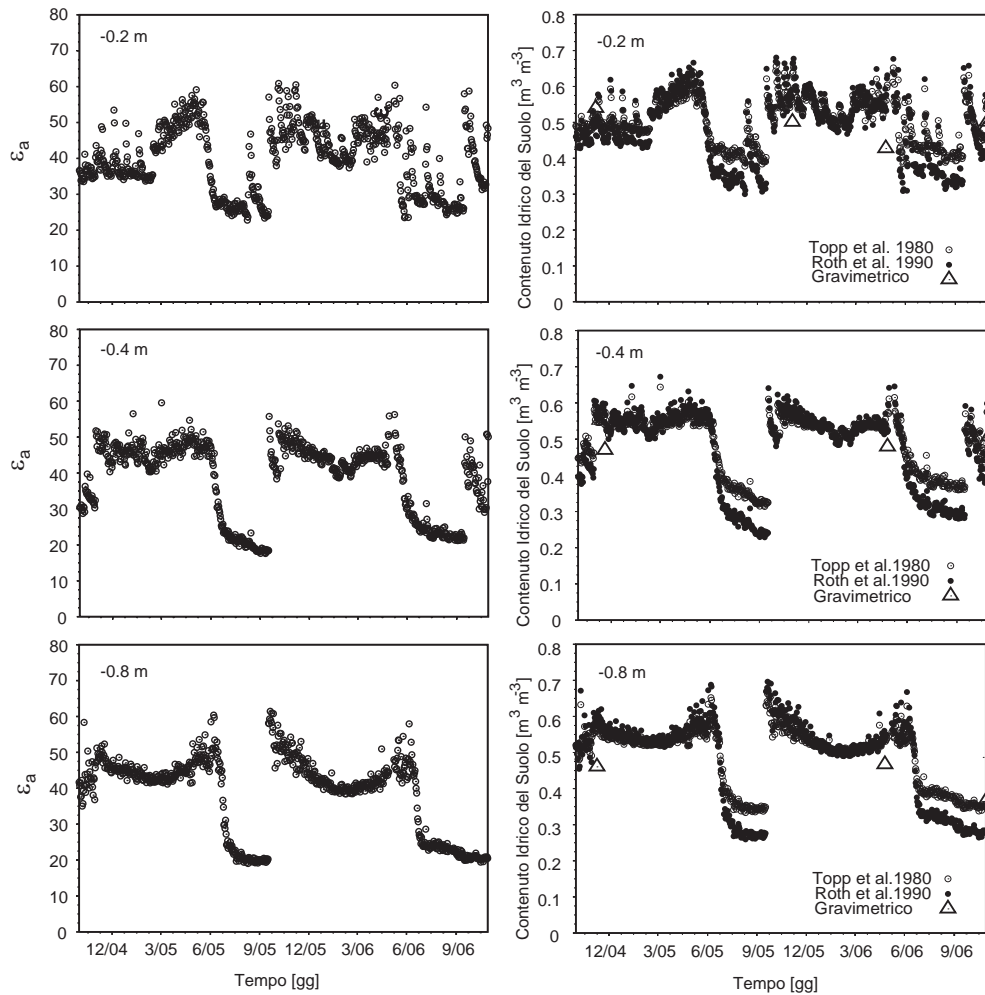


Figura 3.1: Valori giornalieri della permittività apparente e dei contenuti idrici nel suolo misurati con il TDR, per il suolo argilloso di Ozzano (Bologna) a tre differenti profondità. Il contenuto idrico gravimetrico é stato moltiplicato per la densità apparente del suolo per ottenere il contenuto idrico volumetrico.

3.3 Teoria

3.3.1 Permittività

La permittività é una variabile complessa caratterizzata da una parte reale ϵ_r e da una parte immaginaria ϵ_i . La parte reale rappresenta l'energia contenuta nel dielettrico ad una data frequenza e temperatura, mentre la parte immaginaria descrive le perdite dielettriche o la dispersione di energia. La permittività complessiva ϵ é descritta da:

$$\epsilon = \epsilon_r - i \left(\epsilon_{rel} + \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega} \right) \quad (3.3.1)$$

dove ϵ_0 é la permittività nello spazio, ($8.854 \cdot 10^{-12}$ F m⁻¹), ϵ_r é la parte reale, ϵ_{rel} (F m⁻¹) é la parte immaginaria della permittività dovuta ai fenomeni di rilassamento, σ é la conducibilità elettrica (S m⁻¹), ω é la frequenza angolare ($2\pi f$) dove f é la frequenza (Hertz) e $i = \sqrt{-1}$ é il numero immaginario. L'equazione 3.3.1 descrive i due processi che determinano le perdite di energia in materiali bagnati e porosi: rilassamento del dipolo dell'acqua e perdite dovute alla conducibilità elettrica. Il primo é dovuto al tempo richiesto per un dipolo per orientarsi rispetto al campo elettromagnetico, con conseguente adsorbimento di energia. Il secondo é dovuto alla conduzione a seguito delle superfici del materiale come conseguenza delle cariche elettriche e degli elettroliti presenti nella fase liquida.

3.3.2 Analisi del tempo di attraversamento

Da un punto di vista meccanico, la velocità v (m s^{-1}) di un'onda elettromagnetica che attraversa una sonda di lunghezza L (m), é data:

$$v = \frac{2L}{t} \quad (3.3.2)$$

dove t é il tempo (s). Per la misura del TDR, il numero 2 davanti alla lunghezza della sonda indica che l'onda attraversa la sonda due volte, in andata e in ritorno, in quanto é riflessa.

Da un punto di vista elettrodinamico, la velocità v_0 é espressa come:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu\epsilon_a}} \quad (3.3.3)$$

dove la c é la velocità della luce ($3 \times 10^8 \text{m s}^{-1}$) e μ é la permeabilità magnetica.

Per la maggior parte dei suoli μ é uguale a 1 [Roth et al. 1990], quindi l'equazione 3.3.3 può essere scritta come:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_a}} \quad (3.3.4)$$

Combinando le equazioni 3.3.2 e 3.3.4, si ottiene:

$$\epsilon_a = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (3.3.5)$$

L'ipotesi su cui si basano le misure del TDR é che la parte immaginaria della permittività é trascurabile rispetto alla parte reale, così:

$$\epsilon_a \approx \epsilon_r \quad (3.3.6)$$

Tuttavia, poiché le perdite dielettriche sono sempre presenti in un dielettrico (anche se piccole), la permittività misurata dal TDR é stata chiamata (apparente) [Topp et al. 1980].

L'ipotesi di perdite trascurabili non é valida per i suoli dove le superfici sono altamente conduttive (suoli argillosi) o dove vi sono alte concentrazioni di elettroliti nella soluzione del suolo (suoli salini). Il contributo della componente immaginaria spesso non é considerata e quindi il contenuto idrico viene sovrastimato [Wyseure *et al.* 1997, Topp *et al.* 2000].

3.3.3 Correzione della permittività apparente

Per prendere in considerazione la parte immaginaria e per separare il relativo effetto da quello misurato ϵ_a , la velocità della propagazione é descritta da:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu\epsilon_r}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon_i}{\epsilon_r}\right)^2} + 1 \right]}} \quad (3.3.7)$$

where

$$\epsilon_i = \epsilon_{rel} + \frac{\sigma}{\epsilon_0\omega} \quad (3.3.8)$$

dove il primo termine da destra rappresenta le perdite per rilassamento ed il secondo termine rappresenta le perdite per conducibilità elettrica. Usando l'equazioni 3.3.2 e 3.3.7 é possibile scrivere:

$$\frac{2L}{tc} = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu\epsilon_r}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon_i}{\epsilon_r}\right)^2} + 1 \right]}} \quad (3.3.9)$$

Le perdite totali possono essere espresse come conducibilità equivalente, la quale é uguale alla conducibilità elettrica misurata σ del materiale, [Hasted 1973], e può

essere scritto come:

$$\sigma = \omega \epsilon_i \quad (3.3.10)$$

Le equazioni 3.3.8, 3.3.9 e 3.3.10 portano a:

$$\epsilon_r = \epsilon_a - \frac{\sigma^2}{4\epsilon_a \omega^2 \epsilon_0} \quad (3.3.11)$$

La misura di TDR fornisce sia ϵ_a che σ , ϵ_0 é noto, ma ω é una incognita poiché il TDR non funziona ad una frequenza specifica, ma misura la velocità di propagazione di un impulso con frequenze che vanno da 20kHz a 1.5GHz [Heimovaara 1994].

Tuttavia, come precisato da [Topp et al. 2000], é possibile valutare una frequenza massima del segnale relativa alla prima riflessione dall'estremità della sonda, ciò equivale ad usare il suolo come filtro e valutare il relativo limite di lunghezza d'onda. Abbiamo seguito questa procedura e determinato una frequenza di 30kHz, per usarlo come calcolo nell' ω .

In generale, l'equazione 3.3.11 permette di separare la parte reale da quella immaginaria, della permittività apparente. Dopo avere ottenuto la parte reale, é allora possibile calcolare il contenuto idrico usando la procedura di Topp et al. [1980] e Roth et al. [1990].

3.3.4 Analisi della permittività apparente per mezzo di modelli dielettrici

Supponiamo che la permittività ϵ_b di un mezzo poroso può essere descritta da un modello a tre fasi [Birchak et al. 1974, Roth et al. 1990]:

$$\epsilon_b^\alpha = \theta_l \epsilon_l^\alpha + \theta_a \epsilon_a^\alpha + \theta_s \epsilon_s^\alpha \quad (3.3.12)$$

dove ϵ_l , ϵ_a e ϵ_s sono rispettivamente la permittività dell'acqua liquida, dell'aria e della fase solida, α é il parametro che si riferisce alla disposizione geometrica delle fasi (uguale a 0.5) e θ_l , θ_a e θ_s sono le frazioni volumetriche nelle fasi. Quando il suolo é saturo, l'equazione 3.3.12 viene semplificata:

$$\epsilon_b^\alpha = \theta_l \epsilon_l^\alpha + \theta_s \epsilon_s^\alpha \quad (3.3.13)$$

Usando valori tipici di $\epsilon_l = 80$, $\epsilon_s = 12$ (per i minerali argillosi, come suggerito da Olhoeft [1981]) e $\alpha = 0.5$, é possibile calcolare la permittività apparente teorica a differenti livelli di saturazione del suolo (θ_{sat}). Per esempio per $\theta_{sat} = 0.5$, la permittività apparente é 38.5, per $\theta_{sat} = 0.6$ ϵ_a é 46.6.

Mentre i valori di ϵ_s e di α possono cambiare da suolo a suolo e quindi interessare ϵ_a teorico, questo modello é stato usato con successo per valutare le frazioni volumetriche del suolo in lavori precedenti e fornisce un metodo concreto per valutare l'affidabilità dei valori di permittività apparente [Bittelli et al. 2004].

3.4 Materiali e Metodi

I dati di contenuto idrico e di caratterizzazione fisica del suolo, sono descritti nel capitolo 2. Inoltre sono stati misurati periodicamente il contenuto idrico del suolo con il metodo gravimetrico e la densità apparente con il metodo del carotaggio *Busoni* [1997], per poi confrontare le misure gravimetriche con quelle del TDR e verificare la precisione del sistema. La conoscenza della densità apparente é risultata necessaria per convertire il dato gravimetrico in dato volumetrico:

$$\rho_w \theta = \rho_b w \quad (3.4.1)$$

dove ρ_w é la densità dell'acqua (1000 kg m^{-3}), θ é il contenuto idrico volumetrico ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), ρ_b é la densità apparente (kg m^{-3}) e w é il contenuto idrico gravimetrico (kg kg^{-1}).

Inoltre le misure periodiche di densità apparente sono state realizzate per derivare la porosità totale del suolo e quindi per ottenere il valore di saturazione massima. La porosità del suolo é derivata dalla densità apparente:

$$\Phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (3.4.2)$$

dove ρ_b é la densità apparente del suolo e ρ_s é la densità della particella del suolo, assumendo un valore medio uguale a 2650 kg m^{-3} . Vale la pena notare che il suolo argilloso di Ozzano presenta fenomeni stagionali di rigonfiamento e contrazione causando la formazione di crepe e fessure durante il periodo estivo, con conseguente variazione della densità apparente. Per questo motivo la densità apparente (figura 3.2), fatta con il metodo del carotaggio [*Busoni* 1997], é stata misurata ogni volta

si effettuava un prelievo con il metodo gravimetrico, per rappresentare le relative variazioni stagionali (Figura 3.1).



Figura 3.2: Cilindro di suolo per fare la densità apparente

L'analisi effettuata sulla forma d'onda con il software PCTDR (Campbell Scientific Inc.), ci ha indicato che la procedura non poteva identificare la seconda flessione. Ulteriori analisi delle forme d'onda effettuate con il metodo della doppia-tangente, dove la tangente usata per calcolare il secondo punto di flesso é stata presa lungo una parte della traccia prima della riflessione finale [Heimovaara 1994, Wraith e Or 1999], hanno permesso di stabilire che l'algoritmo non poteva identificare correttamente il secondo punto di flesso Robinson *et al.* [2003], inoltre hanno evidenziato che si ha più attenuazione con sonde lunghe, quindi le sonde più corte dovrebbero essere usate in suoli altamente conduttivi.

L'opzione di ricoprire le sonde, come proposta per estendere l'utilizzo del TDR in suoli conduttivi non é stata scelta a causa degli studi di Ferré *et al.* [1996] e

Knight et al. [1997] che indicavano un volume di campione fortemente ridotto e una diminuita risoluzione delle sonde rivestite. Riducendo la lunghezza della sonda della metà (quindi riducendo l'energia dispersa), il secondo punto di flesso era allora rilevabile ed il sistema TDR utilizzabile con successo.

Per diminuire l'interferenza del multiplexer sulla misura di conducibilità elettrica [*Castiglione et al.* 2006] le sonde sono state posizionate ad una distanza minima di 0.3m fra le sonde più profonde, poiché l'interferenza indotta dal multiplexer diminuisce velocemente con l'aumentare della distanza fra le sonde.

3.5 Risultati e Discussione

La figura 3.3 mostra la permittività apparente (ϵ_a) misurata tramite TDR e quella reale (ϵ_r) (ottenuta dall'equazione 3.3.11), e la conducibilità elettrica in funzione del tempo.

La permittività apparente (ϵ_a) ha raggiunto valori di saturazione del suolo fino ad un massimo di 65. Usando l'equazione 3.3.13 si può calcolare il corrispondente teorico θ_{sat} , é sembrato che θ_{sat} dovesse essere uguale a $0.83 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ con una permittività reale di 65, che é il 70% in più rispetto al valore gravimetrico misurato di $\theta_s = 0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Per la saturazione misurata nel suolo di $0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, ϵ_a dovrebbe approssimativamente essere uguale a 42, anziché 65.

La combinazione tra le misure del contenuto idrico gravimetrico del suolo e della densità apparente, come il calcolo (ϵ_a) della permittività apparente teorica, indica che l'ipotesi che $\epsilon_a \simeq \epsilon_r$ non vale per questo terreno, quindi la parte immaginaria non

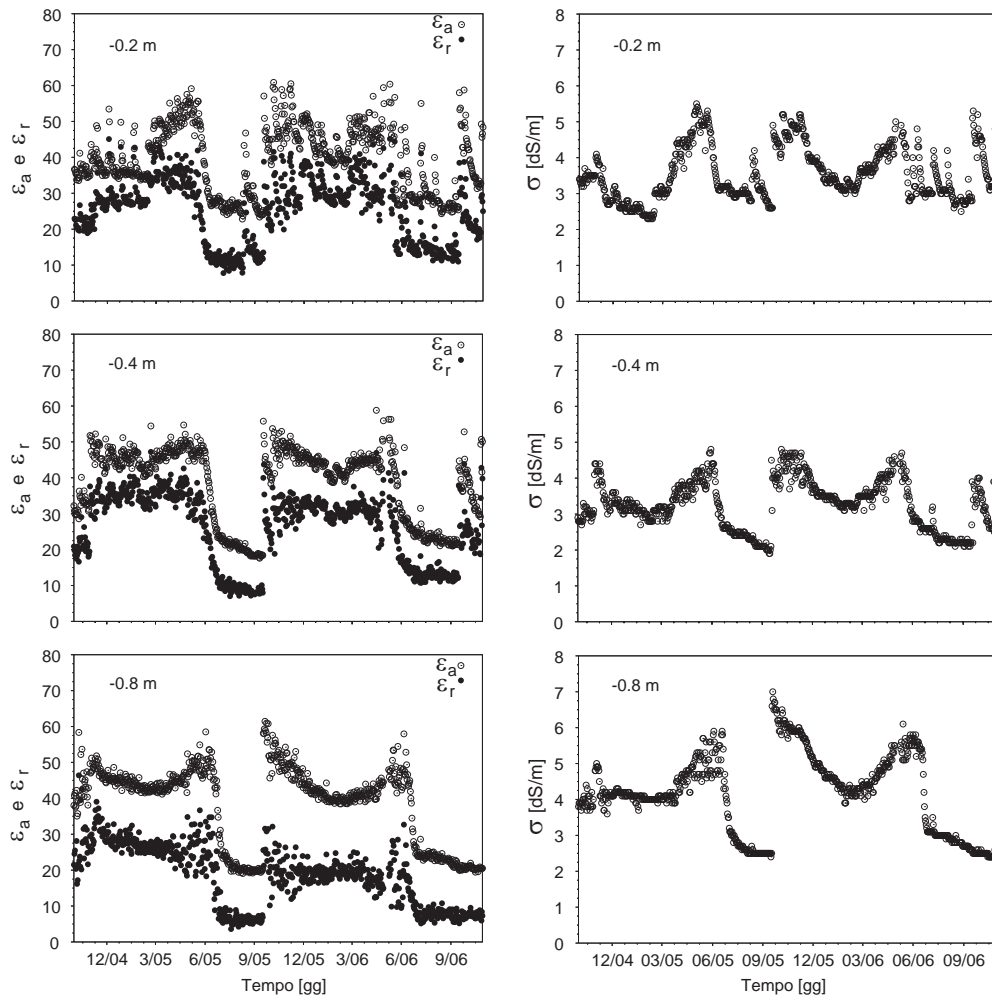


Figura 3.3: Permittività apparente misurata dal TDR, permittività reale ottenuta dall'equazione 3.3.11 e conducibilità elettrica misurata dal TDR come funzione del tempo.

é trascurabile. La permittività apparente corretta (usando equazione 3.3.11), corrisponde soltanto alla componente reale (ϵ_r), quindi dovrebbe essere usato soltanto per il calcolo del contenuto idrico nel suolo.

Poiché la correzione dipende dalla conducibilità elettrica misurata nel suolo, la differenza fra la permittività apparente corretta e non-corretta non é costante, ma cambia con il contenuto idrico, perché la concentrazione della soluzione nel suolo (e quindi della relativa conducibilità elettrica) cambia con il contenuto idrico.

Per questo motivo non é consigliabile usare nuove curve di calibrazione per ovviare al problema della sovrastima, perché non rappresentano l'effetto della conducibilità elettrica. Effettivamente, questi risultati mostrano che la sovrastima del contenuto idrico differisce in base al grado di saturazione e alla conducibilità elettrica del suolo.

Le misure di conducibilità elettrica (σ) hanno mostrato i valori di σ da 2.5 a 7 dS m⁻¹. Come segnalato da altri autori [Wyseure *et al.* 1997, Mojid *et al.* 2003], con valori di conducibilità elettrica superiore a ≈ 2.5 dS m⁻¹, la componente immaginaria induce la sovrastima del contenuto idrico, mentre con valori inferiori a 2.5 dS m⁻¹ la sovrastima può essere ignorata, quindi i risultati di questo studio sono qualitativamente e quantitativamente in accordo con precedenti lavori.

La figura 3.4 mostra il contenuto idrico del terreno per tre differenti profondità, prima e dopo la correzione. La differenza tra questi dati é che per il contenuto idrico non corretto la parte immaginaria contribuisce ancora nella permittività apparente, mentre per (il contenuto idrico corretto) la parte immaginaria é stata rimossa dal calcolo, usando soltanto la parte reale. Secondo le indicazioni della tabella presente nel capitolo 1 sulle proprietà fisiche ed idrologiche del suolo, il contenuto idrico a

saturazione é variato da 0.52 to 0.59 m^3m^{-3} , mentre i dati non corretti di contenuto idrico hanno raggiunto valori di saturazione fino a 0.7 m^3m^{-3} , i quali sono stati sovrastimati, come dimostrato dal dato gravimetrico. In questo studio quindi, il TDR ha misurato dei contenuti idrici nel suolo spesso sovrastimati fino ad un massimo del 30% della saturazione totale. Dopo aver applicato la correzione proposta, la sovrastima é stata corretta ed i dati di contenuto idrico hanno seguito una tendenza che rappresentava la porosità del mezzo e sono stati in buon accordo con le misure fatte con il metodo gravimetrico (Figura 3.4).

La figura 3.5 mostra i cambiamenti nella parte reale ed immaginaria della permittività apparente come funzione del contenuto idrico del suolo. La componente reale ha seguito il comportamento crescente tipico [Topp *et al.* 2000], dovuto all'aumento di ϵ_r con il contenuto idrico del suolo. La parte immaginaria cambia con il contenuto idrico, aumenta per valori di contenuto idrico fra 0.1 e 0.4 m^3m^{-3} e diminuisce per valori $> 0.4 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, indicando che, per questo suolo, l'effetto delle perdite dielettriche e conduttive si é verificato principalmente nei contenuti idrici intermedi del suolo.

Il confronto tra ϵ_r con i valori teorici ottenuti dall'equazione 3.3.13, indicano che l' ϵ_r , dopo la correzione proposta, é in buon accordo con i valori teorici di permittività. Per $\theta_s = 0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, la permittività all'ingresso (ϵ_b) dovrebbe essere uguale a 42. La figura 3.5 indica che per $\theta_s = 0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ il corrispondente $\epsilon_r = 46$. Le differenze tra ϵ_r e ϵ_b possono essere dovute a valori differenti di ϵ_s , di permittività della fase solida, valori differenti del parametro geometrico α , o la dipendenza ben nota dalla temperatura del liquido della permittività ϵ_l [Or e Wraith 1999].

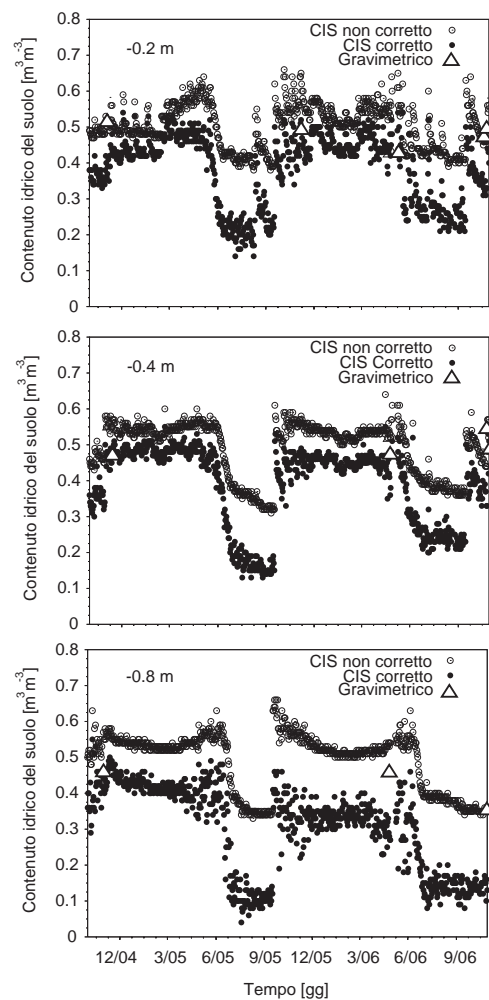


Figura 3.4: Contenuto idrico misurato dal TDR (contenuto idrico non corretto) e corretto del suolo. Il contenuto idrico corretto del suolo é stato ottenuto applicando l'algoritmo di Topp, usando la permittività reale ottenuta dall'equazione 3.3.11.

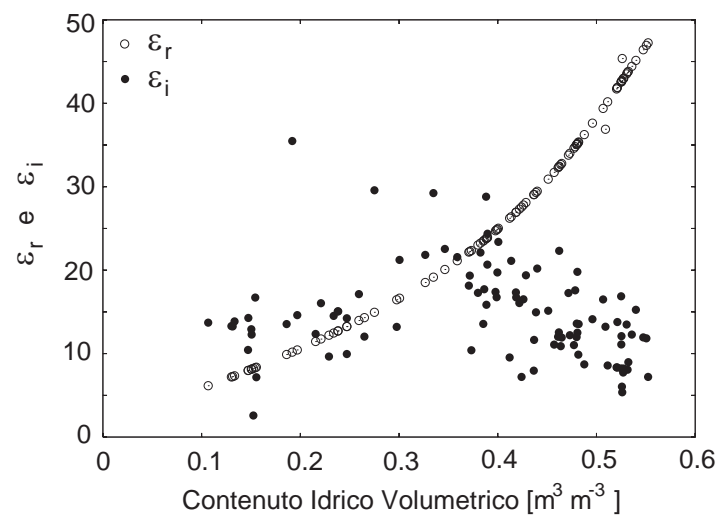


Figura 3.5: Parte reale ed immaginaria della permittività apparente misurata dal TDR, come funzione del contenuto idrico.

In generale, questi risultati indicano che gli errori indotti per mezzo di sistemi TDR in suoli conduttivi sono funzione della saturazione del suolo e della conducibilità elettrica, così richiedendo un metodo dielettrico per risolvere il problema, anziché l'utilizzo di equazioni disponibili di calibrazione, poiché le curve di calibrazione non sono derivate solitamente per cambiare con la variabile dipendente (vale a dire con il contenuto idrico del suolo) e la conducibilità elettrica.

3.6 Conclusioni

Un metodo di correzione dei dati TDR é stato qui proposto per correggere la sovrastima riscontrata prevalentemente in suoli molto argillosi, utilizzando le misure del contenuto idrico effettuate per la presente ricerca. Il metodo consente di conoscere la conducibilità elettrica del suolo e di separare il contributo rappresentato della parte reale ed immaginarie sulla permittività apparente misurata. Dopo aver ottenuto la parte reale della permittività apparente e quindi aver sottratto le perdite dielettriche, la componente reale può essere usata per applicare le curve di calibratura tradizionali così da ottenere le misure corrette di contenuto idrico del suolo.

Capitolo 4

Conclusioni generali

In questa ricerca é stata presentata una stazione sperimentale ed un caso studio, al fine di monitorare le proprietà idrologiche del suolo ed analizzare i loro effetti sul fenomeno delle frane superficiali. I risultati presentati nel capitolo 2 mostrano che il sistema TDR oltre ad essere utilizzato per monitorare il contenuto idrico nel suolo, può essere usato con successo per rilevare a che profondità si é avuto il piano di scorrimento della frana, fornendo delle informazioni sull'effetto generato dal potenziale e dal contenuto idrico nel suolo, così come sul periodo e la profondità della rottura. É risulta interessante le informazioni sul potenziale idrico nel suolo, che mettono in risalto l'effetto delle pressioni idrauliche nei confronti delle frane. Queste notizie possono essere utilizzate per validare e sperimentare modelli di previsione delle frane superficiali.

Inoltre é stato proposto un metodo di correzione dei dati TDR per far fronte alla sovrastima del contenuto idrico in suoli argillosi. Il metodo per correggere i dati TDR, presentato nel capitolo 3, é risultato attendibile confrontando i dati con il metodo gravimetrico, questo approccio consente di separare la permittività reale ed

immaginaria da quella apparente, grazie alla conoscenza della conducibilità elettrica del suolo. Ciò può essere applicato quando si fanno delle misure di contenuto idrico del suolo con il TDR in suoli conduttivi quali argillosi e salini.

Infine il supporto pratico che può dare l'uso del TDR nell'esercizio di un'agricoltura programmata, é dato da un corretto utilizzo delle risorse idriche, dalla possibilità di monitorare i dissesti idrogeologici come il problema delle frane superficiali o dell'erosione idrica.

Bibliografia

- Bettelli, G. e Panini, F., 1992. Liguri, melanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la linea del Sillaro (Appennino settentrionale, Prov. di FI e Bo). *Men. Descr. Carta Geol. d'IT.*, XLVI, Roma, 387–415.
- Birchak, J. R., Gardner, C., Hipp, J. E., and Victor, J. M., 1974. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proc. IEEE*, 62, 93–98.
- Bittelli, M., Flury, M. and Roth, K., 2004. Use of dielectric spectroscopy to estimate ice content in frozen porous media. *Water Resour. Res.*, 40, W04212, doi:10.1029/2003WR002343.
- Brooks, E. S., Boll, J., and McDaniel, P. A., 2004. A hillslope-scale experiments to measure lateral saturated hydraulic conductivity. *Water Resour. Res.*, 40, 10 pp. doi:10.1029/2003WR002858.
- Bridge, B. J., Sabburg, J., Habash, K. O., Ball, J. A. R. and Hancock, N. H., 1996. The dielectric behaviour of clay soils and its application to time domain reflectometry. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 825–835.

-
- Busoni, E., 1997. Massa volumica apparente (ρ_a) (bulk density). Metodi di analisi fisica del suolo, Parte II, 1., *FrancoAngeli*, 1–6.
- Campbell G. S., 1988. Soil water potential measurement: An overview. *Irrig.Sci.*, 9, 265–273.
- Campbell Scientific *TDR100 Instruction Manual*, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, (2004).
- Casadei, M., Dietrich, W. E. e Miller, N. L., 2003. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes. *Wiley InterScience*, 28, 925–950.
- Castellarin, A., Eva, C., Giglia G. e Vai, G.B., con un contributo di Rabbi, E., Pini, G.A., Crestana, G., 1985. Analisi strutturale del fronte appenninico padano. *Giorn. Geol*, 3, Bologna, 47–76.
- Castiglione, P., Shouse, P. J. and Wraith, J. M., 2006. Multiplexer induced interference on TDR measurements of electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70, 1453–1458.
- Cavazza L., Patruno A., 2005. Terreno Agrario, il comportamento fisico. 1 ed., REDA, Torino.
- Cremonini, G. e Farabegoli, E., 1990. Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10000, sez. 238110 Fontanelice. *Regione Emilia Romagna. Selca, Firenze*.

-
- Dalton, F. N., 1992. Development of time-domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In: G. C. Topp, W. D. Reynolds and R. E. Green (Editors), *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. Special Publication Number 30, *Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin*, pp. 143–167.
- Dietrich, W. E., Bellugi, D., de Asua, and R. R., 2001. Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management, in *Land Use and Watersheds: Human Influence on Hydrology and Geomorphology in Urban and Forest areas*, edited by M. S. Wignosta, and S. J. Burges, pp. 195–227, Water Science and application. American Geophysical Union.
- Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M., and Montgomery, D. R., 1995. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital terrain elevation data, *Hydrol. Processes*, 9, 383–400.
- Dowding, C. H., Dussud, M. L., O'Connor, K. M., and Cane, W., 2003. Monitoring Deformation in Rock and Soil with TDR Sensor Cables: Concept, Case Histories and Installation Techniques to Monitor Soil Deformation. *Geotechnical News*.
- Dowding, C. H., and Huang, F. C., 1994. Early Detection of Rock Movement with Time Domain Reflectometry. *J. Geotech. and Geoenv. Eng., ASCE*, 120, 1413–1427.

-
- Farabegoli, E., Rossi Pisa, P., Costantini, B., and Gardi, C., 1994. Cartografia tematica per lo studio dell'erosione a scala di bacino. *Riv. Agron.*, 28, 371–318.
- Ferré, P. A., Rudolph, D. L. and Kachanosky, R. G., 1996. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resour. Res.*, 32, 271–279.
- Flint, A. L., Campbell, G. S., Ellett, K. M., and Calissendorf, C., 2002. Calibration and Temperature Correction of Heat Dissipation Matric Potential Sensors. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66, 1439–1445.
- Flury, M., Fluhler, H., Jury, W. A., and Leuenberger, J., 1994. Susceptibility of soils to preferential 124 flow of water: A field study. *Water Resour. Res.*, 30, 1945–1954.
- Gee G. W., Ward, A. L., Zhang, Z. F., Campbell, G. S., and Mathison, J., 2002. The influence of nonequilibrium on pressure plates data. *Vadose Zone Journal*, 1, 172–178.
- Hallikainen, M. T., Ulaby, F. T., Dobson, M. C., El-Rayes, M. A. and Wu, L. K., 1985. Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil-Part 1: Empirical Models and Experimental Observations. *IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing*, 23, 25–34.
- Hasted, J. B., 1973. Aqueous Dielectrics. *Chapman and Hall, London*.

-
- Heimovaara, T. J., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms, 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.*, 30, 189–199.
- Hendricks, J. M. H., and Flury, M., 2001. Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone* pp. 149–187, National Academy Press, Washington D.C.
- Hewlett, J. D., and Hibbert, A. R., 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *J. Geophys. Res.*, 68, 1081–1087.
- Hillel, D., 1982. Introduction to Soil Physics. 3rd ed., Academic, Press, San Diego.
- Jarvis, N. J., 1994. The MACRO model (version 3.1): Technical description and sample simulations. Reports and Dissertations, 19, Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences.
- Jarvis, N., 1991. Modelling water and solute transport in macroporous soil. II. Chloride break through under non-steady flow. *J. Soil Sci.*, 42, 71–81.
- Klute, A., 1986. Water retention: Laboratory methods. In: A. Klute (Editor), Methods of soil analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. 2nd edn. *American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin*, pp. 635–662.
- Knight, J. H., Ferré, P. A., Rudolph, D. L. and Kachanosky, R. G., 1997. A numerical analysis of the effects of coating and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, 33, 1455–1460.

-
- Madsen H. B., Jensen C. R., and Boysen T., 1986. A comparison of the thermocouple psychrometers and the pressure plate methods for determination of soil water characteristic curves. *J. Soil Sci.*, 37, 357–362.
- Mikkelsen, P.E., 2000. Cement–Bentonite Grout Backfill for Borehole Instruments. *Geotechnical News* December pp. 38–42.
- Mojid, M. A., Wyseure, G. C. L. and Rose, D.A., 2003. Electrical conductivity problems associated with time-domain (tdr) measurement in geotechnical engineering. *Geotech. Geol. Eng.*, 21, 243–258.
- Olhoeft, G. R., 1981. Electrical properties of rocks. In: Y. S. Touloukian, C. Y. Ho and R. F. Roy (Editors), *Physical Properties of Rocks and Minerals*. McGraw–Hill, New York, pp. 257–329.
- Or, D. and Wraith, J. M., 1999. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: a physical model. *Water Resour. Res.*, 35: 371–383.
- Rawls W. J., Brakensiek D. L., and Saxton K. E., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 25, 1316–1328.
- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, J. M., Or, D. and Friedman, S. P., 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. , 2, 444–475.

-
- Roth, K., Schulin, R., Flühler, H. and Attinger, W., 1990. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.*, 26, 2267–2273.
- Shiozawa, S., and Campbell, G.S., 1990. Soil thermal conductivity. *Remote Sens. Rev.*, 5, 301–310.
- Topp, G. C., Zegelin, S. and White, I., 2000. Impacts of the real and the imaginary components of relative dielectric permittivity on time domain reflectometry measurements in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, 1244–1252.
- Topp, G. C., Annan, J. L. , and Davis, A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16, 574–582.
- Torres, R., Dietrich, W. E., Montgomery, D. R., Anderson, S. P., and Loague, K., 1998. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep unchanneled catchment *Water Resour. Res.*, 34, 1865–1879.
- van Genuchten M. Th., Leij F. J., and Wu L., 1999. Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media. *University of California, Riverside, CA*.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892–898.

- Wraith, J. M. and Or, D., 1999. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resour. Res.*, 35, 361–369.
- Wyseure, G. C. L., Mojid, M. A. and Malik, M. A., 1997. Measurement of volumetric water content by tdr in saline soils. *Eur. J. Soil Sci.*, 48, 347–354.
- Zaslavsky, D., and Rogowsky, A. S., 1969. Hydrologic and morphologic implications of anisotropy and infiltration in soil profile development. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 594–599.